

Ewolucja tektoniczna basenów sedymentacyjnych polskiej części Karpat zewnętrznych w świetle analizy subsydencji

Paweł Poprawa*, Tomasz Malata**, Nestor Oszczytko***

Tectonic evolution of the Polish part of Outer Carpathian's sedimentary basins — constraints from subsidence analysis. Prz. Geol., 50: 1092–1108.

Summary. Tectonic process governing development of the Outer Carpathians sedimentary basins were examined by means of subsidence analysis (backstripping) of reconstructed, synthetic sections. The Outer Carpathians sedimentary basins are regarded as the deep marine ones. This leads to uncertainties in paleobathymetric estimation, and thus widens error margins of subsidence analysis. The results of backstripping for the Outer Carpathians sedimentary basins show similarities in the general pattern of their subsidence history. Decreasing subsidence rates and decreasing deposition rates for the late Jurassic (Tithonian), Early Cretaceous and Cenomanian are suggestive for post-rift thermal sag stage of the basins development. Possible syn-rift basin-fill is not recognised in the Outer Carpathians orogen due to preferential emplacement of detachment surfaces at a level of the post-rift (Early Cretaceous) sediments. Tectonic evolution of the surrounding basins, i.e., the Southern peri-Tethyan realm (Polish Basin) and the Northern Inner Carpathians, suggests that the rifting in the Outer Carpathians basins could have taken place during Oxfordian–Kimmeridgian. During the Late Cretaceous (Turonian–Maastrichtian), and possibly the early Paleocene, the Silesian and Skole basins were subject to a minor uplift (several hundreds meters at most) and structural inversion. Contemporaneous increase in deposition rates indicates that their source areas were uplifted as well. The uplift was coeval with an orogenic phase in the Inner Carpathians and directly predated tectonic inversion/uplift of the peri-Tethyan basins, indicating genetic relations between these processes. During the late Cretaceous and/or Paleocene, subsidence was re-established in the Outer Carpathians sedimentary basins. This continued during the Eocene, accompanied by decrease in deposition rates, except of the Magura Basin. Since the Late Eocene a rapid uplift begun, which prolonged until the Early Oligocene, contemporaneous with subsidence event in the Central Carpathian Paleogene Basin. This is coeval with one of the main collision phases in the Alpine belt. The Eocene/Oligocene uplift was followed by the last, minor subsidence event (Oligocene–Early Miocene) in the Outer Carpathians basins, which partially could be related to loading of the plate by the developing accretionary wedge, and possibly to piggy-back mechanism (e.g., Magura Basin). Generally for the Eocene–Miocene stage of the Outer Carpathians basins, a characteristic feature of a prominent increase in deposition rates is observed. The onset of rapid, syn-orogenic deposition migrated systematically in time from the inner zone (southern part of Magura basin — Early Eocene) towards the outer zone of the belt (northern part of Skole and Silesian Basins — Late Oligocene). Supposed presence of extensional structures controlling syn-rift subsidence at the early stage of the basins evolution favors their inversion during the first stages of the collision. This might lead to speculation on possible evolution from basement-involved thick-skinned style into thin-skinned style of collision.

Key words: Outer Carpathians, sedimentary basin, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Neogene, backstripping, tectonic subsidence, paleobathymetry

Celem niniejszej pracy jest zrekonstruowanie charakteru oraz mechanizmów subsydencji i wynoszenia basenów sedymentacyjnych polskiej części Karpat zewnętrznych (ryc. 1, 2). Prezentowane analizy stanowią rozszerzenie wstępnych badań, przeprowadzonych przez Poprawę i Malatę (1996, 1997, 2000) oraz Oszczytkę (1998). Krzywe subsydencji dla basenów Karpat zewnętrznych były również analizowane w pracy Nemčoka i in. (2001). Ponadto zagadnienia pokrewne analizie subsydencji były dyskutowane m.in. w pracach Książkiewicza (1972), Koszarskiego (1985) oraz Kuśmierka (1990, 1995).

Karpaty zewnętrzne stanowią fragment strefy orogenicznej alpidów europejskich (ryc. 1), w obrębie której osadowe wypełnienie mezozoicznych i trzeciorzędowych basenów sedymentacyjnych zostało w późnym eocenie–wczesnym i środkowym miocenie tektonicznie zdeformowane oraz odkłute od podłoża i nasunięte na płytę europejską (np. Książkiewicz, 1960, 1972, 1977a; Żyto, 1985; Oszczytko & Ślącza, 1985; Cieszkowski i in., 1985; Birkenmajer, 1986; Sándulescu, 1988; Oszczytko, 1992, 1999; Ślącza, 1996; Świerczewska & Tokarski, 1998). Zbudowane są one w przewadze z silikoklastycz-

nych, głębokomorskich utworów osadowych, w znacznej części fliszowych, obejmujących przedział stratygraficzny od tytonu do dolnego miocenu (np. Książkiewicz, 1960; Bieda i in., 1963; Olszewska, 1984; Birkenmajer, 1985; Koszarski, 1985; Oszczytko i in., 1999; Oszczytko-Cloves, 2001). Na obszarze Polski są dzielone one na wiele jednostek tektoniczno-facjalnych (ryc. 2), z pośród których głównymi są: magurska, dukielska, śląska, podśląska oraz skolska (np. Książkiewicz, 1972; Koszarski, 1985), reprezentujących osadowe wypełnienie basenów północnej części Tetydy. Poszczególne baseny były rozdzielone strefami wyniesień podmorskich bądź wynurzonych, tj. grzbieciem podśląskim (węglowickim), śląskim oraz czorsztyńskim (Dżułyński & Ślącza, 1959; Unrug, 1968; Książkiewicz, 1962, 1972; Birkenmajer, 1988).

Badania tektoniczne polskich Karpat zewnętrznych dotyczyły głównie ich orogenicznego oraz postorogenicznego etapu rozwoju (np. Książkiewicz, 1972; Tokarski, 1978, 1980; Aleksandrowski, 1985; Oszczytko & Ślącza, 1985; Oszczytko & Tomasz, 1985; Żyto, 1985; Kotlarczyk, 1985, 1988; Mastella, 1988; Decker i in., 1997; Świerczewska & Tokarski, 1998; Enfield i in., 1998; Rubinkiewicz, 2000; Zuchiewicz, 2001; Konon, 2001; Nemčok i in., 2001). Natomiast przedorogeniczna ewolucja tektoniczna Karpat zewnętrznych, tj. ewolucja basenów sedymentacyjnych, w których były deponowane osady budujące obecnie orogen karpacki, skupiała relatywnie mniejszą uwagę. Badania z tego zakresu stanowią przede wszystkim analizy mezostrukturalne (np. Decker i in.,

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; ppop@pgi.waw.pl

**Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; pigok@pigok.com.pl

***Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków; Nestor@geos.ing.uj.edu.pl

1997; Enfield i in., 1998; Nemčok i in., 2001), bilansowania przekrojów geologicznych (np. Kuśmierek 1990, 1995; Roure i in., 1993; Roca i in., 1995; Enfield i in., 1998; Kováč i in., 1998; Nemčok i in., 2001; Behrmann i in., 2002), badania charakteru materiału deponowanego do basenu (np. Wieser, 1985; Winkler & Ślącza, 1992, 1994), badania petrograficzne (np. Gucwa & Wieser, 1985; Narebski, 1990; Ivan i in., 1999) oraz rekonstrukcje regionalne i prace syntetyczne (np. Książkiewicz, 1956, 1962, 1977a; Birkenmajer, 1976; Ney, 1976; Sikora, 1976; Unrug, 1979; Pescatore & Ślącza, 1984; Koszarski, 1985; Kotlarczyk, 1985; Oszczytko & Żyto, 1987; Cieszkowski i in., 1989; Kuśmierek, 1990, 1995; Golonka i in., 2000).

Najczęściej przyjmuje się, że baseny sedimentacyjne Karpat zewnętrznych powstawały wskutek rozciągania kontynentalnej litosfery, prowadzącego bądź do jej oceanizacji (np. Birkenmajer 1976; Ney 1976; Sikora 1976; Săndulescu, 1988), bądź do powstania litosfery przejściowej między oceaniczną a kontynentalną (np. Książkiewicz, 1977a; Pescatore & Ślącza, 1984; Winkler & Ślącza, 1992, 1994; Golonka i in., 2000; Nemčok i in., 2001). Modyfikacją powyższych modeli jest koncepcja Birkenmajera (1986, 1988), zakładająca, że następowała relokacja ryftów w północnej Tetydzie ku północy, determinując powstawanie kolejnych basenów. Według Nemčoka i in. (2001) zasadnicza faza ryftowania w basenach Karpat zewnętrznych nastąpiła w okresie od walenżynu do cenomanu, znajdując swój wyraz w rozwoju ekstensywnych rowów i horstów oraz w wykształceniu facjalnym osadów tego wieku. Z kolei Olszewska i Wieczorek (2001) w odniesieniu do basenu śląskiego postulują mechanizm pull-apart, związany z tytońsko-beriańskim ryftowaniem, skośnym do płyty euroazjatyckiej.

Późnokredowy i trzeciorzędowy, a zwłaszcza eoceński, oligoceni i wczesnomioceni etap rozwoju basenów Karpat zewnętrznych zazwyczaj określano jako synorogeniczny, co sugerowały m.in. relatywnie duże miąższości deponowanych utworów, ich charakter facjalny, w tym zjawisko kanibalizmu utworów fliszowych, niezgodności i dyskordancje oraz obecność kompresyjnych struktur powstałych przed skonsolidowaniem osadu (np. Żyto, 1985; Birkenmajer, 1986; Cieszkowski i in., 1989; Kuśmierek, 1990, 1995; Oszczytko, 1992; Winkler & Ślącza, 1992, 1994; Tokarski & Świerczewska, 1998; Świerczewska & Tokarski, 1998; Enfield i in., 1998; Picha & Stránik, 1999; Nemčok i in., 2001).

Nemčok i in. (2001) sugerują, że w okresie od turonu do paleocenu następowała tektoniczna inwersja basenów Karpat zewnętrznych. Za przesłanki ku temu uważają zwiększoną subsydencję w obszarze wcześniejszych horstów, lateralne zmiany miąższości osadów tego wieku, ich wykształcenie facjalne oraz lokalne, erozyjne niezgodności w podłożu tej sekwencji.

Dla eoceniśko-wczesnomioceniśkiego etapu rozwoju omawianego obszaru proponowano model synorogenicznego fleksuralnego basenu przedgórskiego (Oszczytko, 1992, 1999; Winkler & Ślącza, 1992, 1994; Roca i in., 1995; Enfield i in., 1998; Picha & Stránik, 1999; Nemčok i in., 2001). Badania Świerczewskiej i Tokarskiego (1998) wskazują, że w basenie magurskim już w eocenie dominował reżim kompresyjny, prowadzący do powstawania inicjalnych fałdów.

W końcowym etapie rozwoju basenów Karpat zewnętrznych, tj. od późnego oligocenu, formował się na przedpolu wypiętrzającego się obszaru magurskiego syno-

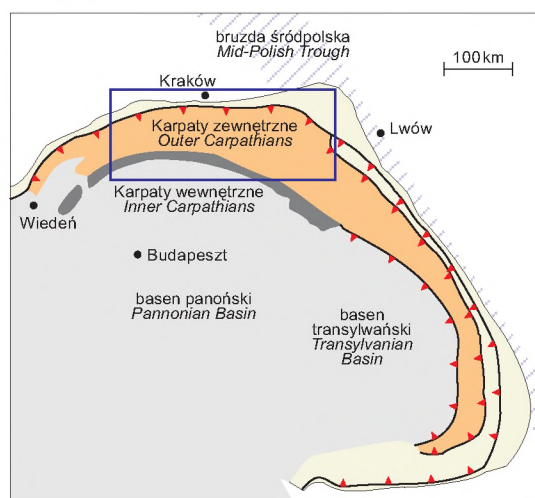
rogeniczny basen, obejmujący zasięgiem uprzednie baseny: dukielski, śląski i skolski (np. Kuśmierek, 1995). Równocześnie nasiliły się orogeniczne fałdowania, kończące sedymentację w basenach zewnętrzno-karpackich.

Analiza subsydencji (backstripping) syntetycznych profili basenów sedimentacyjnych Karpat zewnętrznych — metodyka i dane

Jednowymiarowy backstripping jest metodą badania genezy oraz mechanizmów subsydencji basenów sedimentacyjnych (np. Stecler & Warts, 1978; McKenzie, 1978; Busby & Ingersoll, 1995). Służy temu analiza tektonicznej składowej całkowitej subsydencji, która jest obliczana na podstawie danych litostratygraficznych i miąższościowych, z uwzględnieniem dekompleksji i poprawki izostatycznej. Metoda ta, mimo iż pierwotnie stworzona dla analizy nie zdeformowanych basenów, była stosowana również w strefach orogenicznych, np. europejskich alpidach (np. Winterer & Bosellini, 1981; Loup, 1992; Wagneich, 1995). W strefach orogenicznych stosowanie backstrippingu jest jednak trudniejsze, co wynika przede wszystkim z konieczności rekonstrukcji preorogenicznych, syntetycznych profili.

W niniejszej pracy backstripping został wykonany dla 22 syntetycznych profili, reprezentujących baseny Karpat zewnętrznych (ryc. 2), spośród których 8 wykonano dla jednostki magurskiej, 4 dla dukielskiej, 5 dla śląskiej (w tym 1 dla strefy przeddukielskiej), 1 dla podśląskiej oraz 4 dla skolskiej. Dodatkowo, dla porównania zestawiono jeden syntetyczny profil dla niecki podhalańskiej oraz jeden dla południowej części basenu polskiego. Dla poszczególnych profili zrekonstruowano miąższości wydzielonych jednostek osadowego wypełnienia basenu oraz określono ich stratygrafię i litologię (ryc. 3). Przyjęto również modele zmian batymetrii w czasie (ryc. 4), które odniesiono do eustatycznych zmian poziomu morza (np. Haq i in., 1988; Ross & Ross, 1990). Profile dobierano w ten sposób, aby były reprezentatywne dla głównych stref w obrębie basenów polskiej części Karpat zewnętrznych, jak również by obejmowały jak najpełniejsze, stratygraficzne przedziały.

Miąższości i litologia w poszczególnych profilach są względnie dobrze rozpoznane. Dane litologiczne zostały wykorzystane do obliczenia poprawki na dekompleksję.



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań (niebieski prostokąt) na tle uproszczonego, tektonicznego szkicu łuku karpacciego

Fig. 1. Location of the studied area (blue rectangle) against simplified tectonics scheme of the Carpathian arch

Użyto w tym celu algorytmu Baldwina i Butlera (1985). Z uwagi na brak wiarygodnych szacunków rozmiarów erozji orogenu karpackiego, w przeprowadzonych badaniach zastosowano uproszczenie, polegające na nie uwzględnieniu wpływu pograżenia orogenicznego na proces mechanicznej kompaktacji.

Kontrolę stratygraficzną analizowanych profili stanowiły przede wszystkim publikowane badania mikropaleontologiczne, głównie analizy zespołów otwornic (np. Geroch, 1967; Van Couvering i in., 1981; Geroch & Nowak, 1984; Olszewska, 1984; Koszarski, 1985), zaś w mniejszym stopniu nanoplanktonu wapiennego (np. Van Couvering i in., 1981; Ślęzak i in., 1995; Leszczyński i in., 1995; Oszcypko-Clowes, 2001), cyst dinoflagellata (Van Couvering i in., 1981; Gedl, 1995, 1999) i radiolari (Bąk i in., 2001), a także datowania wieku poziomów tufitowych metodą analizy traków w cyrkonach (Van Couvering i in., 1981). Datowania utworów fliszu karpackiego za pomocą otwornic cechuje ograniczona rozdzielczość, szczególnie w odniesieniu do utworów dolnej kredy, senonu i oligocenu. Wynika to z przewagi w tych osadach zespołów długowiecznych, jak również z ich niewielkiej liczebności. Możliwy zakres błędu w określaniu stratygrafii analizowanych utworów nie ma jednak istotnego wpływu na charakter otrzymywanych krzywych subsydencji. Poszczególnym wydzieleniom stratygraficznym przypisano wieki liczbowe stosując tabelę stratygraficzną Gradsteina i Ogga (1996).

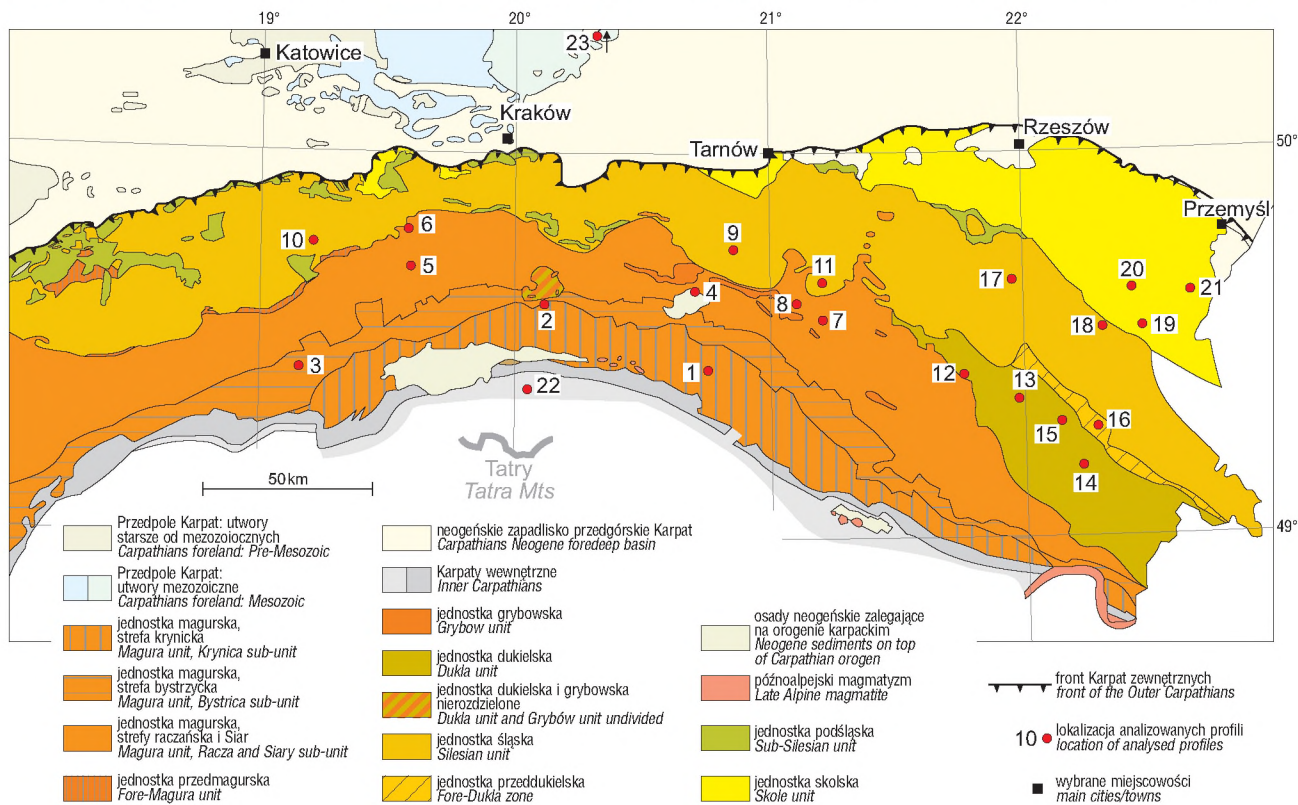
W przeprowadzonej analizie uwzględniono poprawkę izostatyczną, określającą wpływ obciążenia podłoża przez kolumnę osadów i/lub wody na całkowitą subsydencję. Obliczono ją z zastosowaniem modelu izostazji Airego,

standardowo stosowanego w modelowaniach jednowymiarowych (np. McKenzie, 1978).

Znaczenie rekonstrukcji paleobatymetrycznych w analizie subsydencji basenów Karpat zewnętrznych

Utwory Karpat zewnętrznych były deponowane w głębokomorskich (por. ryc. 4) basenach (np. Koszarski & Żytka, 1965; Książkiewicz, 1975; Sikora, 1976; Rakús i in., 1989; Malata, 2000; Machaniec, 2002), co powoduje, że poprawka batymetryczna ma znaczący wpływ (zob. ryc. 5) na wyniki analizy subsydencji (por. van Hinte, 1978). Z kolei poprawka na eustatyczne zmiany poziomu morza ma w tym wypadku ograniczone znaczenie, choć zmiany takie mogły istotnie wpływać na wykształcenie facjalne i ekologię zbiornika (por. Leszczyński & Malik, 1996; Leszczyński, 2000), a przez to również utrudniać rekonstrukcję paleobatymetrii.

W niniejszej pracy głębokości morza w basenach Karpat zewnętrznych szacowano na podstawie wielu uzupełniających się wskaźników paleobatymetrycznych. Kierowano się m.in. publikowanymi badaniami mikrofauny bentonicznej, w tym stosunkiem ilości planktonu do bentosu (np. Geroch, 1967; Kaczmarek & Kotlarczyk, 1970; Książkiewicz, 1975; Geroch & Nowak, 1984; Olszewska, 1984; Malata & Oszcypko, 1990; Malata, 2000; Machaniec, 2002). Brano także pod uwagę wyniki badań mikroflory (Gedl, 1999), ichtiofauny (Jerzmańska & Kotlarczyk, 1968, 1976), jak też ichnofauny (Książkiewicz, 1977b; Uchman, 1991a, b). Z uwagi na sugerowaną przez wielu autorów ryftową genezę basenów Karpat zewnętrznych uwzględniono ponadto ograniczenia, wyni-



Ryc. 2. Mapa geologiczna polskiej części Karpat zewnętrznych bez czwartorzędu (wg Żytka i in., 1989) z zaznaczoną lokalizacją analizowanych syntetycznych profili

Fig. 2. Geological map of the Polish part of Outer Carpathians without Quaternary (after Żytka et al., 1989) with location of the analysed synthetic profiles

kające z przewidywanych przez model basenów tego typu ewolucji batymetrii zbiornika (ryc. 4C) w zależności od współczynnika ekstensji (np. Dewey, 1982).

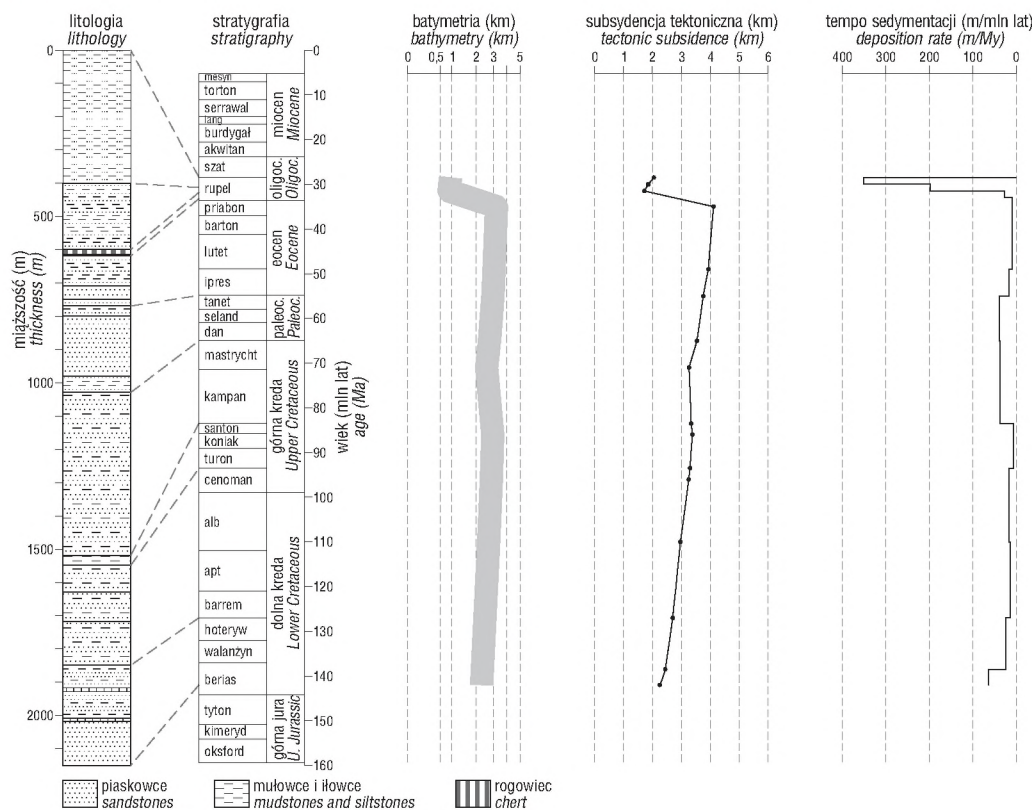
Uwzględniano również przesłanki, wynikające z wykształcenia litologicznego i facjalnego (np. Książkiewicz, 1960, 1975; Sikora, 1976; Leszczyński, 1981; Leszczyński & Uchman, 1991a, b; Słomka, 1986, 1995; Oszczytko, 1992), w tym o relacje dna zbiornika do położenia powierzchni kompensacji kalcytu CCD i/lub aragonitu ACD (np. Olszewska, 1984; Haczewski, 1989; Leszczyński & Malik, 1996; Malata, 2000; Machaniec, 2002). Kryterium CCD i ACD brano pod uwagę tylko w odniesieniu do osadów najdrobniejszej frakcji (iłowców), uwzględniając także możliwość redepozycji węglanu wapnia do głębszych stref. Stwierdzone przejścia dna zbiornika przez CCD i ACD odnoszono do głębokości ich występowania, stwierdzanych dla równowiekowych basenów występujących w podobnych strefach (ryc. 4B) paleogeograficznych i paleoklimatycznych (Berger & Winterer, 1974; van Andel, 1975; Winterer & Bosellini, 1981; Decker, 1990).

Poszczególne baseny Karpat zewnętrznych mogły różnić się pod względem batymetrii. Na podstawie obocznych zmian facjalnych przyjęto, że baseny śląski, skolski i dukielski cechować się mogły mniejszymi głębokościami niż basen magurski (np. Książkiewicz, 1975; Stráník, Mišík oraz Ďurkoviča & Korába [W:] Rakús i in., 1989). Podobne kryteria wskazują, że w późnej kredzie i neogenie basen skolski mógł być płytszy niż basen śląski.

O obocznych zmianach batymetrycznych można pośrednio wnioskować na podstawie kierunków transportu materiału detrytycznego przez prądy zawieszinowe w poszczególnych basenach. W szczególności wzdłuż osi

basenów śląskiego oraz skolskiego obserwuje się przewagę kierunków transportu materiału detrytycznego, przy w obecnym położeniu tych jednostek, z zachodu ku wschodowi i południowemu-wschodowi (np. Książkiewicz, 1962). W przypadku basenu śląskiego dotyczy to głównie beriasu, walanżynu, albu, późnej kredy, paleocenu, eocenu i wczesnego oligocenu (Książkiewicz, 1962). Z kolei dla basenu skolskiego tendencja taka jest obserwowana pod koniec późnej kredy, w paleocenie, wczesnym i późnym eocenie oraz wczesnym oligocenie (Książkiewicz, 1962). Przyjmując arbitralnie minimalny kąt zapadania dna, wystarczający dla przepływu prądu zawieszinowego na ok. $0,5^\circ$ można oszacować, że w przypadku basenu śląskiego między Cieszynem a Sanokiem (na dystansie ok. 250 km), różnica paleogłębokości mogła dochodzić nawet do 2000 m. Analogicznie, utwory reprezentowane w północno-zachodniej części jednostki skolskiej mogły być deponowane w zbiorniku o ok. 500–900 m płytszym niż równowiekowe utwory w rejonie Ustrzyk Dolnych (dystans ok. 60–100 km).

Przyjęte w niniejszej pracy scenariusze zmian głębokości zbiorników dla basenów Karpat zewnętrznych są jakościowo spójne pomiędzy poszczególnymi, analizowanymi profilami. Dla najstarszych, znanych osadów Karpat zewnętrznych (dolne łupki cieszyńskie; tyton) szacunki paleobatymetryczne są wyjątkowo nieprecyzyjne, gdyż dominują w nich olistolity, których mikrofauna jest redeponowana ze znacznie płytszych stref basenu (Peszat, 1968). W świetle badań sedimentacyjnych, jako najbardziej prawdopodobny przyjęto dla nich, zależnie od wariantu (ryc. 4C), zakres głębokości od ok. 1000–2000 m (por. Sikora, 1976; wariant 3 na ryc. 5), do zdecydowanie

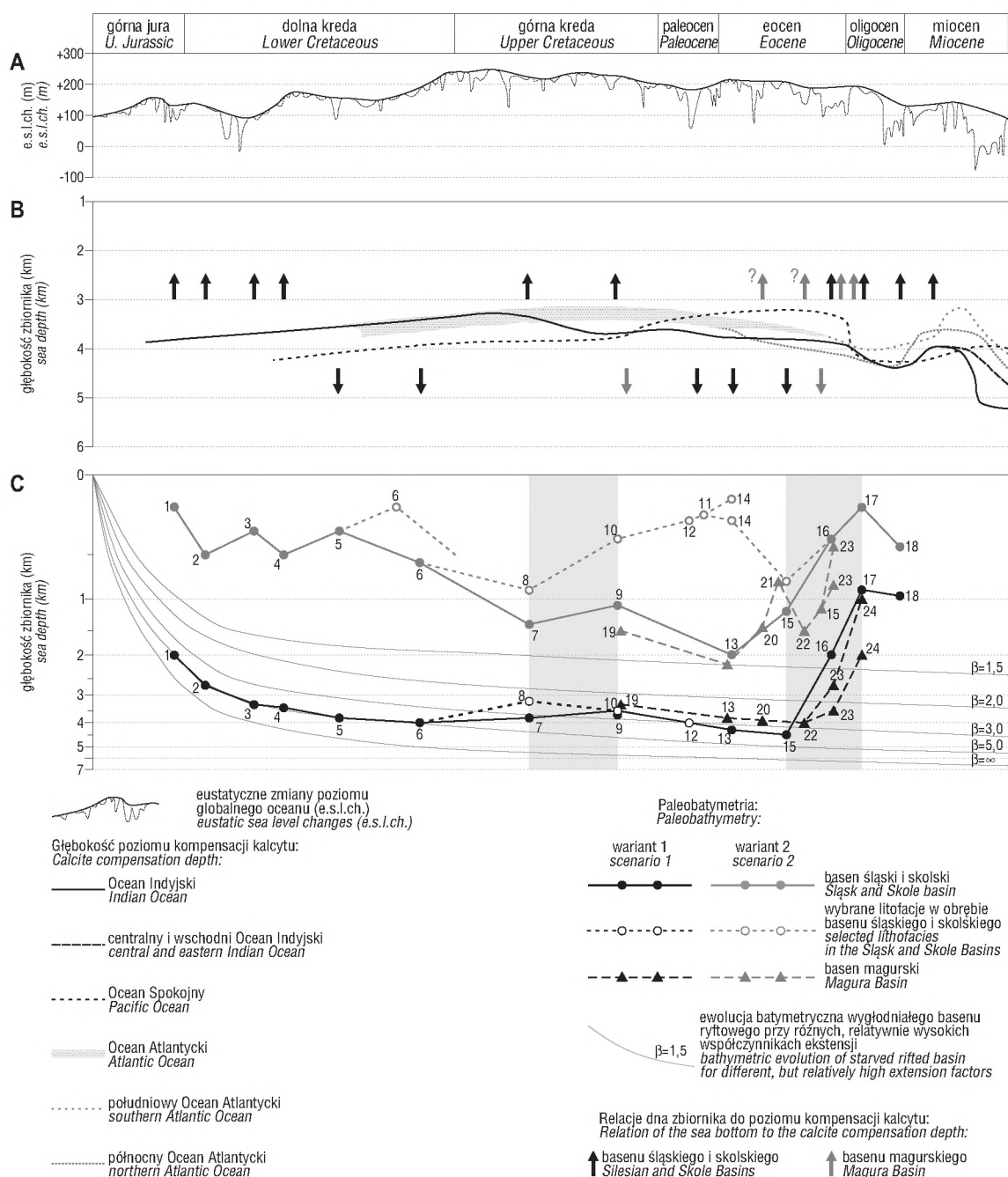


Ryc. 3. Zestawienie danych do analizy subsydencji dla syntetycznego profilu osadowego wypełnienia basenu sedimentacyjnego Karpat zewnętrznych (przykład dla profilu nr 16) wraz z otrzymanymi rezultatami

Fig. 3. The input data for backstripping of a synthetic profile of the Outer Carpathian sedimentary basin (example for the profile No 16) and the obtained results

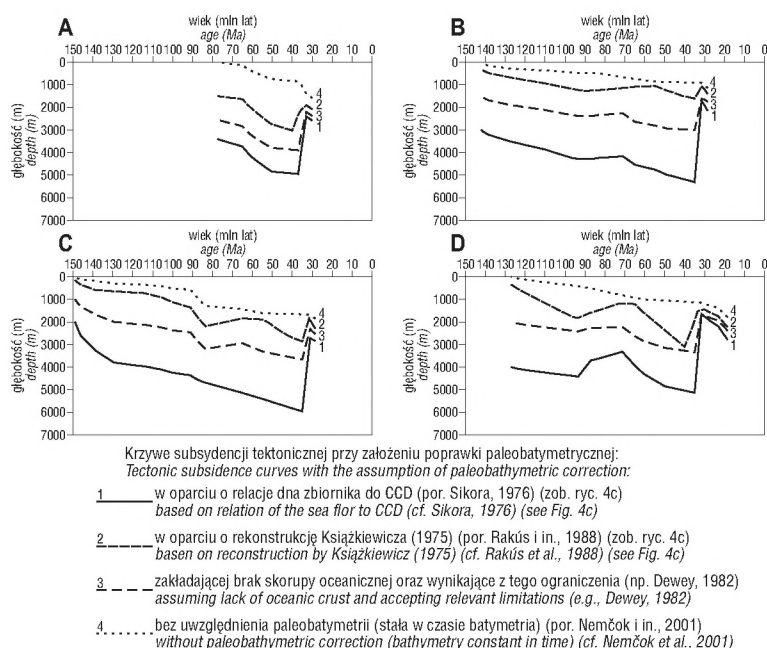
plytszych, rzędu 200 m (por. Książkiewicz, 1975; Stráník [W:] Rakús i in., 1989; wariant 2 na ryc. 5).

Dla osadów wyższego tytonu–najniższej kredy, w oparciu o mikrofaunę oraz cechy sedimentologiczne,



Ryc. 4. A — Eustatyczne zmiany poziomu globalnego oceanu wg Rossa & Rossa (1990). **B** — Przykładowe zmiany w czasie występowania głębokości poziomu kompensacji węglanu wapnia, odtworzone przez van Andela (1975) dla Atlantyku, Pacyfiku i Oceanu Indyjskiego. **C** — Zakres możliwych zmian batymetrii w czasie dla poszczególnych basenów Karpłat zewnętrznych: (1) wariant przyjęty w niniejszej pracy, zakładający relatywnie duże głębokości zbiornika (por. Koszarski & Żyto, 1965; Sikora, 1976), oparty głównie o kryterium CCD, (2) wariant przyjmujący relatywnie małe głębokości zbiornika wg Książkiewicza (1975), zbliżone do przyjmowanych przez Stráńnika (jed. śląska i podśląska), Mišika (jed. magurska) oraz Đurkovića & Korába (jed. dukielska) w pracy Rakúsa i in. (1988). Dla porównania w tle przedstawiono ewolucję batymetrii dla wygódniałych basenów ryftowych o dużych rozmiarach ekstensji (wg Dewey, 1982). Szarymi pasami w tle zaznaczono dwie fazy tektonicznego wynoszenia: późnokredową oraz późnoeoceno-wczesnooligoceną. Dyskusja w tekście

Fig. 4. A — Eustatic changes of the global sea level after Ross & Ross (1990). **B** — An example of changes in time of the calcite compensation depth, reconstructed by van Andel (1975) for the Atlantic, Pacific and Indian Oceans. **C** — Range of possible changes of bathymetry in time for the Outer Carpathian sedimentary basins: (1) scenario adopted in the present research, assuming relatively high values (c.f. Koszarski & Żyto, 1965; Sikora, 1976), based mainly on CCD, (2) scenario after Książkiewicz (1975), assuming relatively low values, comparable with ones presented by Stráník (Silesian and Subsilesian Units), Mišik (Magura Unit) and Đurković & Koráb (Dukla Unit) in Rakús et al. (1988). Evolution of bathymetry of starved rifted basins with the high magnitude of extension is presented in the background for comparison (after Dewey, 1982). Strings shaded with grey colour in the background indicate two separate tectonic uplift events: the Late Cretaceous one and the Late Eocene–Early Oligocene one. See text for discussion



Ryc. 5. Krzywe subsydencji tektonicznej dla wybranych, reprezentatywnych profili z jednostki: A — magurskiej (nr 6), B — przeddukalskiej (nr 16), C — śląskiej (nr 10) oraz D — skolskiej (nr 20), obliczone w alternatywnych wariantach zmian batymetrycznych w basenie (zob. ryc. 4C). Dyskusja w tekście

Fig. 5. Tectonic subsidence curves for the representative examples from the A — Magura Unit (No 6), B — Fore-Dukla Unit (No 16), C — Silesian Unit (No 10) and D — Skole Unit (No 20), calculated with the alternative scenarios of the changes of basins' bathymetry (see Fig. 4C). See text for discussion

przyjęto stopniowe pogłębianie się basenu śląskiego i skolskiego (ryc. 4C). W wariacie (wariant 3 na ryc. 5), przyjmującym przekroczenie przez dno zbiornika poziomu CCD w hoterywie–barremie, założono ówczesne pogłębienie do ok. 3000–4000 m (por. Koszarski & Żytko, 1965; Koszarski & Ślęczka, 1973; Sikora, 1976), natomiast w wariacie (wariant 2 na ryc. 5) zaproponowanym przez Książkiewicza (1975), do ok. 500–1000 m (por. Stránik [W:] Rakús i in., 1989).

Prezentowany zakres relatywnie dużych paleobatymetrii analizowanych basenów powoduje, iż przyjmując ich ryftową genezę (np. Birkenmajer, 1976; Sikora, 1976; Książkiewicz, 1977a; Narębski, 1990; Poprawa & Malata, 1996, 2000; Nemčok i in., 2001) możliwy do oszacowania współczynnik ekstensji (np. Dewey, 1982) byłby bardzo wysoki, tj. rzędu $\beta = 4-5$ (ryc. 4c), zatem zbliżony do wartości typowych dla skorupy oceanicznej. Jednocześnie skład chemiczny cieszynitów (np. Narębski, 1990; Hovorka & Spišák, 1993; Dostal & Owen, 1998), spektrum minerałów ciężkich w materiale detrytycznym (Winkler & Ślęczka, 1992, 1994) oraz charakter deformacji basenów śląskiego i skolskiego w późnej kredzie i paleogenie (por. Poprawa & Malata, 1996, 2000; Nemčok i in., 2001), pozwala przypuszczać, iż ekstensja nie doprowadziła do oceanizacji skorupy w podłożu tych basenów. Biorąc pod uwagę powyższe ograniczenia oraz bardzo słabe rozpoznanie bezwzględnych wartości paleobatymetrii, można w analizie basenów Karpat zewnętrznych przyjąć dodatkowy wariant, zakładający, iż głębokość basenu śląskiego i skolskiego w okresie wczesnokredowej fazy postryfowej nie powinna przekraczać ok. 2000 m (wariant 4 na ryc. 5).

Biorąc pod uwagę ponowne, powszechne pojawienie się węgla wapnia w osadach ilastych, stwierdzono, że w późnej kredzie następowało spływanie w basenach Karpat

zewnętrznych (por. ryc. 4B). Wprawdzie wzrost węglanowości częściowo mógł być związany z eustatycznym podniesieniem poziomu morza (por. Leszczyński & Malik, 1996; Haq i in., 1988; Ross & Ross, 1990) (por. ryc. 4A), jednak czynnik batymetryczny jest niezależnie potwierdzany przez badania zespołów otwornic (Olszewska, 1984; Machaniec, 2002). Przyjęto, że głębokość zbiorników mogła się zmniejszyć o ok. 500–1000 m (por. ryc. 4C), bądź nawet więcej (por. Książkiewicz, 1975; Stránik [W:] Rakús i in., 1989).

Zjawisko to najlepiej jest udokumentowane dla jednostki podśląskiej, gdzie od turonu do wczesnego mastrychtu, tj. w czasie depozycji margli węglowcekich, następowało spływanie odpowiednio od zakresu głębokości charakterystycznych dla dolnego skłonu do najwyższego skłonu bądź nawet szelfu (Machaniec, 2002). W przypadku basenu magurskiego ewentualne analogiczne spływanie zbiornika w późnej kredzie jest trudne do stwierdzenia z uwagi na brak starszych utworów kredowych, wobec których zmiany batymetryczne można byłoby określić. Analiza Mišika ([W:] Rakús i in., 1989) dla profili magurskich w zachodniej Słowacji, wskazuje jednak, że w basenie tym mogło mieć miejsce analogiczne zjawisko.

W basenie śląskim największe spływanie na tym etapie jego ewolucji mogło przypadać na okres depozycji utworów warstw istebniańskich (por. Książkiewicz, 1975). Wnosić to można z ich wykształcenia facjalnego, bowiem są to utwory proksymalne, zawierające miąższe pakiety gruboklastyczne, w tym np. grubookruchowe zlepki facji korytowych, przeławiane osadami osuwisk podmorskich, zawierających bloki egzotyków skał krystalicznych (Unrug 1963; Strzeboński, 2001). Cechy takie decydują co najmniej o tym, że maksymalna, dopuszczalna głębokość zbiornika, w którym utwory warstw istebniańskich mogły być deponowane, jest mniejsza niż w przypadku pozostałych utworów kredy i paleocenu.

Biorąc pod uwagę zanik węgla wapnia w osadach ilastych oraz charakter fauny otwornicowej przyjęto, że już pod koniec kredy następowało stopniowe, wyraźne pogłębienie basenów Karpat zewnętrznych. Przesłanką sugerującą że zmiany wapnistości osadów najdrobniejszej frakcji są w tym wypadku odzwierciedleniem zmian głębokości, a nie np. zmian chemizmu wód w basenie, jest diachronizm przekraczania granicy CCD. Niemniej jednak analizy paleobatymetryczne Książkiewicza (1975) oraz Stránika i Mišika ([W:] Rakús i in., 1989), jak też badania wapnistości utworów Karpat zewnętrznych Leszczyńskiego i Malik (1996) stanowią sugestie dla alternatywnego modelu, zakładającego ponowne pogłębianie dopiero w paleocenie (warianty 2 i 4 na ryc. 5). W trakcie depozycji łupków pstrych oraz utworów warstw hieroglifowych (eocen) głębokość zbiorników magurskiego, śląskiego i skolskiego osiągnęła maksymalne wartości (ryc. 4C). Wahać się one mogły w przedziale od około 1000–2000 m (Książkiewicz, 1975; wariant 2 na ryc. 5), do ok. 4000 m (por. Koszarski & Żytko, 1965; Sikora, 1976; wariant 3 na ryc. 5).

Na przełomie eocenu i oligocenu w obrębie wszystkich analizowanych basenów nastąpiło znaczące spływanie. Wskazuje na to ponowne przekroczenie poziomu CCD (por. ryc.

4B), odzwierciedlające się powszechną obecnością węglanu wapnia w osadach ilastych, zdecydowane zwiększenie się udziału otwornic bentonicznych do planktonicznych (Olszewska, 1984; Malata, 2000), a także pojawienie się płytkomorskich zespołów ryb (Jerzmańska & Kotlarczyk, 1968), cyst dinoflagellata (Gedl, 1999) oraz nanoplanktonu (Van Couvering i in., 1981). Istnieją nawet sugestie, że w niektórych strefach zbiornik spłycał się na tyle, że powstały struktury warstwowania przekątnego typu *hummocky* (Enfield i in., 1998). Ponadto lokalnie stwierdzano w warstwach podrogowcowych poziomy dużych, wybitnie płytkomorskich otwornic *in situ*, w górnym zaś eocenie redeponowanych faun płytkomorskich to jest dużych otwornic, mięczaków, mszywiolów, litotamni (Bieda, 1968). Rozmiary spłylenia basenu są trudne do ustalenia, jednakże mogą zawierać się w zakresie od ok. 200–500 m (Stránik [W:] Rakús i in., 1989), bądź 1000 m (Książkiewicz, 1975) do ok. 2000–3000 m (ryc. 4C) (por. Mišik oraz Đurković & Koráb [W:] Rakús i in., 1989). Znaczące spłylenie mogło mieć miejsce w środkowym do późnym eocenie oraz wczesnym oligocenie również w basenie magurskim (np. Książkiewicz, 1975; Oszczytko, 1998).

Omawiane spłylenie basenów nie ma charakteru eustatycznego (ryc. 4A), ponieważ nakłada się na zróżnicowane zmiany poziomu globalnego oceanu, z przeważającą jednak tendencją do jego relatywnego wzrostu między późnym eocenem i wczesnym oligoceniem (por. Van Couvering i in., 1981; Cavelier i in., 1981; Haq i in., 1988; Leszczyński & Malik, 1996). Równocześnie spłylenie koreluje się ze znaczącą zmianą klimatu i temperatury wód w zbiornikach morskich, wyrażającą się gwałtownym ochłodzeniem i osuszeniem (np. Buchard, 1978; Van Couvering i in., 1981; Cavelier i in., 1981; Robert & Kennet, 1997; Leszczyński, 2000), co w pewnym stopniu mogło rzutować na zmianę charakteru mikrofauny w analizowanych basenach oraz, poprzez zmianę warunków wietrzenia w obszarach źródłowych, również na zapis litofacjalny. Na przełomie eocenu i oligocenu, we wszystkich zachowanych oceanach na globie (ryc. 4B), miało także miejsce wyraźne obniżenie poziomu CCD o ok. 1 km (van Andel, 1975; Cavelier i in., 1981), co, jeśli adekwatne do basenów Karpat zewnętrznych, obniża rangę kryterium CCD jako przesłanki dowodzącej omawianego tu spłylenia.

Bardziej złożony scenariusz oligoceńskich zmian batymetrii zbiornika skolskiego wynika z badań faun rybich, przeprowadzonych przez Jerzmańską (1979) oraz Jerzmańską i Kotlarczyka (1979). Autorzy ci stwierdzili przesłanki, świadczące że po silnym spłyleniu się zbiornika Karpat fliuszowych w najniższym oligocenie (do 200–300 m) nastąpiło jego pogłębianie w czasie oligocenu do głębokości znacznie większych niż 1000 m (ok. 2500 m). Alternatywny scenariusz batymetryczny dla morawskiej części Karpat zewnętrznych przedstawili Picha i Stránik (1999), przyjmując że w późnym eocenie i wczesnym oligocenie nastąpiło pogłębienie basenów.

Dla ostatniej fazy rozwoju basenu, obejmującej późny oligocen–wczesny miocen, brak jednoznacznych przesłanek, świadczących o zmianach głębokości zbiornika, co potwierdza obecność podobnych zespołów mikrofauny bentonicznej w ciągu całego oligocenu. Przyjęte tutaj głębokości rzędu 500–1000 m (ryc. 4C; wariant 3 na ryc. 5) pozostają w zgodzie z danymi mikropaleontologicz-

nymi, wskazującymi na górny batiał (Olszewska, 1984), oraz z wykształceniem facjalnym. Są one natomiast nieco wyższe niż wartości sugerowane przez Książkiewicza (1975), wynoszące ok. 200–500 m (ryc. 4C; wariant 2 na ryc. 5; por. Stránik [W:] Rakús i in., 1989). Dopuszczalna rozpiętość założeń batymetrycznych dla okresu depozycji warstw krośnieńskich nie ma jednak istotnego wpływu na krzywe subsydencji tektonicznej.

Przeprowadzona dyskusja uwidacznia, że dotychczasowe szacunki paleogłębokości dla basenów sedymentacyjnych Karpat zewnętrznych są mało precyzyjne. Tym niemniej nieuwzględnienie poprawki batymetrycznej w analizie subsydencji prowadzi do zupełnie błędnych wyników (por. ryc. 5). W przypadku odkłutych od podłoża utworów Karpat zewnętrznych znaczenie dla rezultatów analizy subsydencji mają nie tyle bezwzględne wartości paleobatymetrii, co jej relatywne zamiany w czasie. Ponadto, nie licząc takich wyjątków jak warstwy godulskie, istebniańskie, magurskie czy krośnieńskie, proporcje między przyrostem miąższości osadów w czasie a równoczesnymi zmianami batymetrii powodują, że dla określenia głównych zdarzeń tektonicznych w analizowanych basenach wystarczające jest oparcie się na jakościowych, nie ilościowych zmianach batymetrii. Te natomiast można uznać za relatywnie mało kontrowersyjne.

Wyniki analizy subsydencji

Rezultatem przeprowadzonych analiz są zrekonstruowane profile osadowego wypełnienia basenu oraz krzywe subsydencji tektonicznej, obrazujące aktywność tektoniczną podłoża basenów. Dla celów korelacyjnych zestawiono je w zbiorcze ryciny, osobno wzdłuż transektu przez wschodnią (ryc. 6A) oraz środkową i zachodnią część polskich Karpat zewnętrznych (ryc. 6B). Otrzymane krzywe subsydencji tektonicznej są w znacznym stopniu odzwierciedleniem przyjętych scenariuszy względnych zmian batymetrycznych, zatem w świetle przeprowadzonej powyżej dyskusji otrzymane wyniki powinny być traktowane jako półilościowe, bądź nawet jakościowe.

Zrekonstruowane miąższości rozpoznanej części osadowego wypełnienia analizowanych basenów są zasadniczo zbieżne z wynikami innych autorów (por. Roure i in., 1994; Kuśmerek, 1995; Nemčok i in., 2001). W przypadku basenu skolskiego są one relatywnie mało zmienne i wahają się w zakresie 3000–3800 m. Miąższość pokrywy osadowej strefy basenu, należącej obecnie do jednostki podśląskiej, w jednym analizowanym tu profilu wynosi ponad 1100 m. W przypadku basenu śląskiego obserwuje się wyraźną lateralną zmienność miąższości osadów w zakresie od poniżej 3000 m do ponad 5000 m, zwłaszcza w zachodniej części basenu (Słomka, 1986, 1995). Pokrywa osadowa reprezentowana w strefie przeddukielskiej (dolna kreda–oligocen) sięga 2200 m.

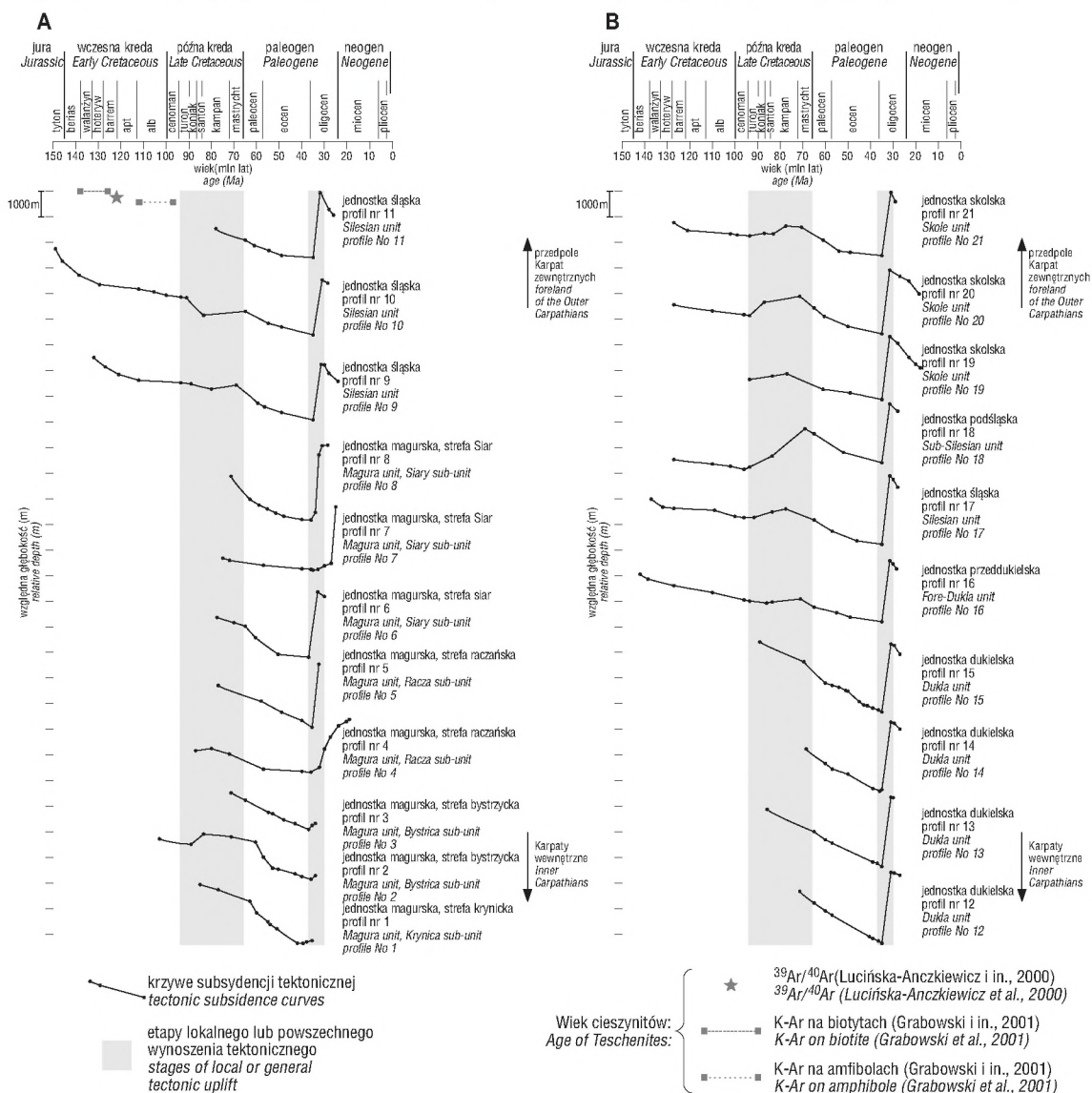
Zakres miąższości górnokredowo-paleoceńskich, eoceńskich i oligoceńskich utworów w basenie dukielskim waha się w zakresie 2300–3500 m. W obrębie basenu magurskiego obserwuje się natomiast przyrost miąższości synorogenicznych utworów paleoceńskich z północy ku południu. Łączna miąższość górnokredowej i paleoceńskiej pokrywy osadowej basenu magurskiego mogła wynosić ok. 2300–2500 w jej północnej części do

3000–3500 m w części południowej. Miąższość zachowanych osadów fliszu podhalańskiego w pojedynczym, analizowanym profilu (nr 22) wynosi ok. 3200 m. Tym niemniej, przy uwzględnieniu erozji najmłodszych w profilu osadów, pierwotna miąższość osadowego wypełnienia tego basenu mogła być większa nawet o 1000–3000 m (por. Soták i in., 2001).

Rezultaty przeprowadzonych analiz wskazują na istotne podobieństwo w rozwoju subsydencji pomiędzy poszczególnymi basenami Karpat zewnętrznych (ryc. 6). Obserwowane są trzy oddzielne etapy subsydencji omawianych basenów, prawdopodobnie o odmiennych mechanizmach je warunkujących. Rozdzielone są one epizodami tektonicznego wynoszenia, korelującymi się z głównymi fazami orogenicznymi Alp i Karpat. Otrzymane krzywe subsydencji tektonicznej są wyraźnie odmienne od wyko-

nanych przez Kuśmierka (1995) oraz Nemčoka i in. (2001), co wiąże się z tym, że autorzy ci nie uwzględniali zmian paleobatymetrii (por. ryc. 5), bądź przyjmowali inne jej wartości, jak również nie uwzględniali mechanicznej kompaktacji.

Dla profili, które obejmują utwory niższej dolnej kredy, bądź najwyższej górnej jury, tj. niektórych profili z jednostek śląskiej, podśląskiej oraz skolskiej, stwierdzono charakterystyczny rozwój subsydencji tektonicznej. Wyraża się on jej stopniowym wygasaniem od późnej jury, poprzez wczesną kredę, aż do początku późnej kredy (ryc. 6). Otrzymane krzywe późnojurajsko-wczesnokredowej subsydencji tektonicznej zbliżone są swoim charakterem do krzywych typowych dla fazy subsydencji termicznej (*thermal sag*) basenów ekstensyjnych (por. np. McKenzie, 1978; Buck, 1991; Busby & Ingersoll, 1995).



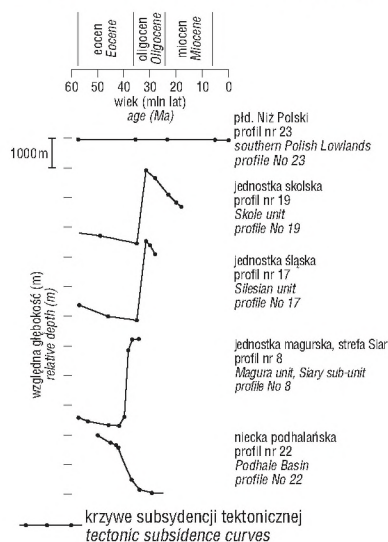
Ryc. 6. Krzywe subsydencji tektonicznej, obliczone z poprawką batymetryczną przyjmującą relatywnie duże głębokości poszczególnych basenów (wariant 1 z ryc. 4; por. Koszarski & Żyto, 1965; Sikora, 1976), zestawione dla (A) zachodniej i środkowej części oraz (B) wschodniej części polskich Karpat zewnętrznych. Szarymi pasami w tle zaznaczono dwie fazy tektonicznego wynoszenia: późnokredową oraz późnoeoceno–wczesnooligoceniową

Fig. 6. Tectonic subsidence curves calculated with bathymetric correction assumption relatively high palaeowater depths (scenario 1 on Fig. 4; cf. Koszarski & Żyto, 1965; Sikora, 1976), compiled for (A) western and central part, as well as (B) eastern part of the Polish Outer Carpathians. Strings shaded with grey colour in the background indicate two separate tectonic uplift events: the late Cretaceous one and the late Eocene–Early Oligocene one

Ilościowe różnice między poszczególnymi, możliwymi wariantami zmian batymetrycznych dla tego przedziału czasu nie powodują zmian charakteru krzywych subsydencji (por. ryc. 5), a zatem też różnic w ich genetycznej interpretacji. Tym niemniej, przyjęcie w analizie subsydencji zakresów paleobatymetrii wg Książkiewicza (1975) prowadzi do wyników, sugerujących możliwość występowania lokalnych zjawisk tektonicznych w kredzie. W obrębie jednostki magurskiej i dukielskiej nie rozpoznano utworów górnej jury, a także utworów dolnej kredy (za wyjątkiem albu w jednostce magurskiej; Malata, 2000). Z tego powodu analiza subsydencji nie wnosi nowych przesłanek do dyskusji mechanizmów powstania basenu magurskiego i dukielskiego.

W późnej kredzie, od turonu do mastrychtu, zależnie od profilu, baseny Karpat zewnętrznych ulegały umiarkowanemu, tektonicznemu wynoszeniu (ryc. 6). Zjawisko to wyraźniej zaznacza się w basenach skolskim i śląskim, natomiast dla basenów magurskiego i dukielskiego jest ono mniej czytelne, co może jednak wiązać się z brakiem starszego odcinka profilu, wobec którego zmianę można by odnosić. Późnokredowe wynoszenie jest w niniejszej pracy interpretowane jako przejaw zmiany reżimu naprężeń tektonicznych w obrębie płyty podłoża basenów na kompresyjne, co z kolei może mieć źródło w częściowo równoczesnych procesach orogenicznych w obrębie Karpat wewnętrznych (por. np. Książkiewicz, 1972; Andrusov i in., 1973; Săndulescu, 1988; Maluski i in., 1993), ewentualnie również w kolizyjnym charakterze kordyliery śląskiej (Săndulescu, 1988; por. Oszczypko, 1999).

Należy podkreślić, że w świetle możliwego zakresu błędów oszacowań paleobatymetrycznych występowanie wynoszenia tektonicznego w późnej kredzie oraz na przełomie kredy i trzeciorzędu nie jest jednoznaczne.



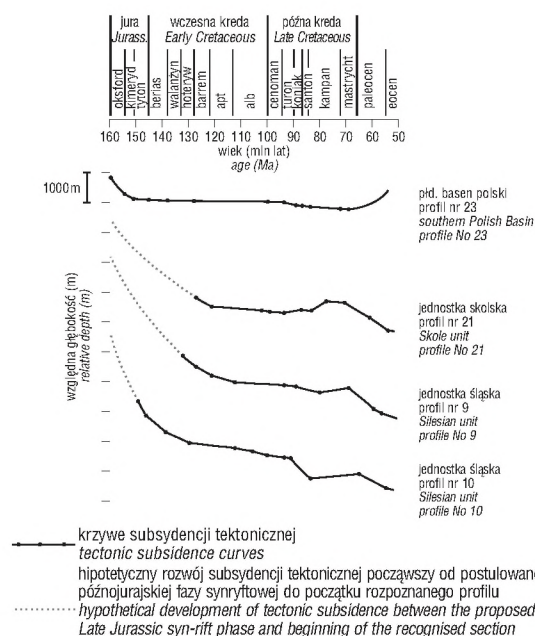
Ryc. 7. Porównanie eoceńsko-oligoceno-miocenowej subsydencji tektonicznej basenu podhalańskiego (nr 22) z równoczesną subsydencją basenów magurskiego (nr 8), śląskiego (nr 17), skolskiego (nr 20) oraz płyty przedpola karpackiego orogenu (południowy Niż Polski; nr 23). Dyskusja w tekście

Fig. 7. Comparison of the Eocene–Oligocene–Miocene tectonic subsidence of the Podhale Basin (part of the CCPB; No 22) with contemporaneous subsidence of the Magura Basin (No 8), Silesian Basin (No 17) and Skole Basin (No 20), as well as the foreland plate of the Carpathian orogen (southern Polish Lowlands; No 23). See text for discussion

Dotyczy to głównie zachodniej części basenu śląskiego (ryc. 5C), gdzie jeśli przyjąć relatywnie małe spływanie, to można je wytłumaczyć jako efekt nie tyle tektonicznego wynoszenia, co przewagi akumulacji nad subsydencją w basenie. Lokalne impulsy subsydencji tektonicznej w późnej kredzie w tej części basenu mogły mieć miejsce w szczególności w czasie depozycji utworów warstw godulskich i inoceramowych.

Wyraźny nawrót bądź przyspieszenie subsydencji tektonicznej obserwowane jest od końca późnej kredy bądź paleocenu do późnego eocenu (ryc. 6). Jej rozmiary są trudne do ustalenia, gdyż kontrola batymetryczna dla utworów tego wieku jest relatywnie słaba (ryc. 5). Charakterystyczne jest, że przekraczanie poziomu CCD, rzutujące na wyniki backtrippingu, nie nastąpiło w poszczególnych basenach równocześnie: dno basenu śląskiego znalazło się poniżej CCD już w późnej kredzie, basenu skolskiego w pobliżu granicy kreda/paleocen, wyniesienia zaś podśląskiego dopiero we wczesnym eocenie. Świadczyć to może o zróżnicowaniu głębokości basenów.

Uzyskane wyniki sugerują, że w okresie od późnego eocenu do wczesnego oligocenu nastąpiło gwałtowne wynoszenie tektoniczne podłoża basenów (ryc. 6). Wynika to ze znaczącej redukcji głębokości zbiorników, przy równoczesnej akumulacji niewielkiej miąższości osadów. Rozmiary wynoszenia są trudne do ustalenia, jednak sięgać mogły od około tysiąca metrów, jeśli przyjąć scenariusz batymetryczny według Książkiewicza (1975) do nawet kilku tysięcy metrów. Zjawisko to jest widoczne w obrębie basenów skolskiego, śląskiego, dukielskiego i magurskiego (ryc. 6) i może być korelowane z jedną z faz aktywności tektonicznej w obrębie europejskich alpidów (np. Tollmann, 1989; Dercourt i in., 1990). Odmienne jest



Ryc. 8. Porównanie późnojurskiej, kredowej i paleoceńskiej subsydencji tektonicznej basenu śląskiego (nr 9, 10) i skolskiego (nr 21) z równoczesną subsydencją południowej domeny peryteydzkiej (południowy basen polski; nr 23). Dyskusja w tekście

Fig. 8. The Late Jurassic, Cretaceous and Paleocene tectonic subsidence of the Silesian basin (No 9, 10) and Skole Basin (No 21) compared with contemporaneous subsidence of the southern peri-Tethyan realm (Polish Basin; No 23). See text for discussion

natomiast ówczesny rozwój paleogeńskiego basenu środkowych Karpat, gdzie w środkowym i późnym eocenie oraz wczesnym oligocenie (ryc. 7) jest obserwowane przyspieszenie subsydencji (por. Nemčok i in., 1996; Soták i in., 2001).

W późnym oligocenie i wczesnym miocenie miał miejsce ostatni epizod umiarkowanej subsydencji tektonicznej basenów Karpat zewnętrznych (ryc. 6). Obserwowany jest on niezależnie od rozpatrywanych tu wariantów paleobatymetrycznych (ryc. 5). Zjawisko to stwierdzono zarówno w basenach skolskim, śląskim, dukielskim, jak i magurskim.

Dyskusja modelu tektonicznej ewolucji basenów osadowych Karpat zewnętrznych

Późna jura–wczesna kreda–cenoman. Na podstawie charakteru otrzymanych krzywych subsydencji (ryc. 6) stwierdzono, że rozwój basenów skolskiego i śląskiego na przełomie jury i kredy, we wczesnej kredzie oraz cenomanie kontrolowany był przede wszystkim przez mechanizm postryftowej subsydencji termicznej. W takim modelu osadowe wypełnienie fazy synryftowej byłoby starsze niż rozpoznane dotychczas utwory Karpat zewnętrznych, najprawdopodobniej górnourajskie (Pescatore & Ślaczka, 1984; Poprawa & Malata, 1996, 2000).

Postulowany model znajduje potwierdzenie w wykształceniu facjalnym osadowego wypełnienia basenu. Pod koniec jury, tj. w kimerydzie–tytonie, występował w systemie basenów Karpat zewnętrznych układ lokalnych depocentrów (np. cieszyński basen fliszowy, bachowicka strefa pelagicznej sedymentacji węglanowej), kontrastujących ze strefami wyniesień, charakteryzujących się rozwojem facji wapieni typu sztramberskiego (strefa skałek śląskich, w tym andrychowskich, strefa kruhelska, strefa inwałdzka oraz kordyliera śląska) (Książkiewicz, 1960, 1962; Peszat, 1968; Nowak, 1973; Sikora, 1976). Taki układ facji może być tłumaczony synryftową kontrolą topografii, prowadzącą do powstania rowów i grzbietów (Olszewska & Wieczorek, 2001).

Natomiast utwory dolnej kredy i cenomanu, deponowane w fazie postryftowej subsydencji termicznej, są reprezentowane przez relatywnie małych miąższości osady silikoklastycznego fliszu o przewodzie drobnych frakcji (np. piaskowce grodziskie, warstwy lgockie) oraz przez utwory pelagiczne o przewodzie facji ciemnych łupków (np. łupki cieszyńskie górne, łupki wierzowski, łupki spaskie, łupki plamiste, warstwy radiolariowe i łupki pstre) (np. Książkiewicz, 1956, 1962; Cieszkowski i in., 1985). Jak wynika z rozkładu facji i kierunków transportu materiału detrytycznego dno basenu śląskiego nie wykazywało również większych nierówności (Koszarski & Ślaczka, 1973). Ponadto barremie–albie, a zwłaszcza w cenomanie nastąpiło osłabienie bądź zanik działalności obszarów źródłowych oraz ujednolicenie facji osadowych (łupki pstre i warstwy radiolariowe) (np. Książkiewicz, 1972; Koszarski, 1985) w całym basenie Karpat zewnętrznych.

Ewentualne górnourajskie utwory synryftowe reprezentowane byłyby przez gruboklastyczne facje. Tłumać, czyłoby to ich brak w obrębie orogenu, gdyż z uwagi na swoje wykształcenie litologiczne nie tworzyłyby one preferowanych powierzchni odkłuć.

Model późnourajskiego ryftowania potwierdzają również zmiany tempa depozycji utworów detrytycznych, któ-

re charakteryzują aktywność tektoniczną w obszarach źródłowych. Dla wczesnej kredy i cenomanu basenów skolskiego oraz śląskiego są charakterystyczne zmniejszające się w czasie, a jednocześnie relatywnie niskie, tempo depozycji (odpowiednio od 40–20 do 20–2 m/mln lat oraz od 115–40 do 40–5 m/mln lat), choć lokalnie są obserwowane wyjątki, szczególnie w zachodniej części basenu śląskiego — np. warstwy lgockie i warstwy grodziskie: do 100 m/mln lat — (por. Pescatore & Ślaczka, 1984; Poprawa & Malata, 1997, 2000; Nemčok i in., 2001). Jednakże większa część wczesnej kredy przypada na okres niskiego poziomu globalnego oceanu (np. Haq i in., 1988; Ross & Ross, 1990), sprzyjający odsłanianiu obszarów źródłowych. Wysnuć można z tego wniosek, że postryftowa subsydencja termiczna obejmowała z czasem systematycznie coraz większy obszar, w tym obszary źródłowe, co zasadniczo jest zgodne z modelem basenu ryftowego (np. McKenzie, 1978; Buck, 1991; Busby & Ingersoll, 1995).

Pośrednie przesłanki dla określenia wieku ryftowania w basenach Karpat zewnętrznych wynikają z porównawczej analizy ewolucji tektonicznej obszarów je otaczających, tj. południowego skłonu platformy europejskiej (ryc. 8) oraz północnej części wewnętrznych Karpat. Dla basenu polskiego wykazano obecność późnourajskiego, ekstensyjnego zdarzenia tektonicznego (ryc. 8), którego intensywność narastała ku południowi (Dadlez i in., 1995; Poprawa, 1997). Ponadto w południowej części basenu polskiego Kutek (1994) stwierdził obecność struktur ekstensyjnych powstałych w późnej jurze (por. Nemčok i in., 2001). Powyższe przesłanki są zgodne z sugestią, że na polskim odcinku południowego skłonu platformy europejskiej rozwijał się w późnej jurze (oksfordzie) pasywny ryft, genetycznie związany z tektonicznymi procesami w obrębie północnej części Tetydy (Poprawa, 1997). Z kolei w obrębie basenu pienińskiego, którego utwory obecnie obrzeżają analizowany obszar od południa, stwierdzono iż w oksfordzie miała miejsce aktywność tektoniczna, wyrażająca się silną subsydencją (Birkenmajer, 1986; Poprawa & Krobicki, 1996). Wobec powyższego można wysnuć wniosek, że równoczesność wspomnianych powyżej późnourajskich zdarzeń tektonicznych z postulowaną tu fazą synryftową basenów Karpat zewnętrznych stanowią dodatkową przesłankę, potwierdzającą omawiany model.

W dotychczas rozpoznanej polskiej części jednostki magurskiej i dukielskiej brak jest utworów górnej jury, a za wyjątkiem albu, także utworów dolnej kredy (np. Koszarski, 1985; Oszczytko, 1992). Z tego powodu dyskusja mechanizmów powstania basenu magurskiego i dukielskiego w oparciu o analizę subsydencji nie jest możliwa. Jednak, nie można wykluczyć analogicznego mechanizmu basenotwórczego jak w przypadku basenów skolskiego czy śląskiego, tj. aktywnej ekstensyjnej w późnej jurze, bądź w środkowej jurze (Oszczytko, 1998, 1999).

W basenie śląskim przejawy aktywności synryftowej mogły kontynuować się we wczesnej kredzie oraz na początku późnej kredy. Sugeruje to obecność tektonicznych rowów i grzbietów wieku walanżyn–cenoman, odtworzonych przez Nemčoka i in. (2001) w środkowej części polskich Karpat. Wprawdzie miąższość osadowego wypełnienia tych rowów jest relatywnie niewielka, jednak autorzy ci wskazują, że może to być efektem wygłodzenia ówczesnego basenu. Dodatkowo, obecność w zachodniej

części jednostki śląskiej cieszyńców i limburgitów, datowanych przez Lucińską-Anczkiewicz i in. (2000) na barrem oraz przez Grabowskiego i in. (2001) na walańców–alb (por. ryc. 6A), potwierdza ówczesny, ekstensyjny reżim tektoniczny (Gucwa & Wieser, 1985; Narębski, 1990; Hovorka & Spišák, 1993; Dostal & Owen, 1998; Ivan i in., 1999; Oszczytko i in., 2002).

W prezentowanym tu ujęciu ekstensja we wczesnej kredzie byłaby potomna w stosunku do późnojurajskiej i stanowiła by jedynie uzupełniający mechanizm subsydencji w stosunku do subsydencji termicznej. Wczesnokredowa ekstensja mogła mieć większe znaczenie w zachodniej części basenu śląskiego, gdzie wyraźniej obserwowane są oboczne kontrasty miąższości utworów tego wieku. Jak to argumentowano powyżej, ekstensja najprawdopodobniej nie doprowadziła do oceanizacji skorupy w podłożu omawianych basenów.

Charakterystyczne jest, iż początkowy etap rozwoju basenów Karpat zewnętrznych (późna jura–berias) zachodził w przybliżeniu równocześnie z pierwszą fazą kolizji w systemie karpackim, tj. z neokimeryjską subdukcją oceanu Melita (np. Misik & Marschalko, 1988; Rakus i in., 1989 oraz z wynoszeniem tektonicznym w basenie pienińskim s.l. (Poprawa & Krobicki, 1996). Można jednak wnosić, że na przełomie jury i kredy pozycja paleogeograficzna omawianych basenów w stosunku do ówczesnej strefy kolizji była na tyle odległa, że proces ten nie rzutował w istotnym stopniu na ewolucję tektoniczną basenów Karpat zewnętrznych. Podobnie tłumaczyć można brak bezpośrednich przejawów w rozwoju omawianych basenów kolejnej fazy kolizji w barremie–albie, związanej z subdukcją oceanicznej bądź oceanizowaną skorupą pennińskiej oraz pienińskiej (np. Mišík & Marschalko, 1988; Săndulescu, 1988; Rakus i in., 1989; Dercourt i in., 1990; Picha & Stráňík, 1999).

Turon–kampan (–mastrycht; –paleocen). Wyniki przeprowadzonych analiz wskazują, że w późnej kredzie baseny skolski i śląski ulegały tektonicznemu wynoszeniu o ograniczonych rozmiarach (ryc. 6). Pierwsze przejawy zjawisk tektonicznych z nim związanych można datować na granicę cenoman/turon (Kotlarczyk, 1978; Nemčok i in., 2001; Machaniec, 2002), natomiast jego nasilenie obserwowane jest w okresie od santonu/kampanu do mastrychtu bądź paleocenu. Równocześnie dochodziło do tektonicznego różnicowania topografii dna zbiornika, co wyraża się m.in. inwersją wczesnokredowych struktur ekstensyjnych oraz lokalną erozją niewielkich rozmiarów, udokumentowanymi przez Nemčoka i in. (2001) w środkowej części polskich Karpat zewnętrznych.

Proces tektonicznego wynoszenia obejmował również obszary źródłowe analizowanych basenów, szczególnie kordyliery śląską (np. Unrug, 1968; Słomka, 1995; Strzeboński, 2001) oraz północne obrzeżenie systemu basenów Karpat zewnętrznych (np. Geroch i in., 1979), co wyraża się powszechnym, wyraźnym wzrostem tempa depozycji (por. Pescatore & Ślaczka, 1984; Bromowicz, 1992; Poprawa & Malata, 1997, 2000; Nemčok i in., 2001). W basenie skolskim w późnej kredzie przeważają tempa depozycji w zakresie 25–55 m/mln lat, zaś w basenie śląskim 50–100 m/mln lat, z lokalnymi wyjątkami (np. warstwy godulskie w zachodniej części basenu — 105–360 m/mln lat oraz warstwy istebniańskie w środkowej części basenu — 100–190 m/mln lat). W basenie dukielskim i magurskim

późnokredowe tempo depozycji zawiera się zwykle w zakresie odpowiednio 20–75 m/mln lat oraz 25–100 m/mln lat. Równoczesność omawianego zjawiska z podniesieniem poziomu globalnego oceanu (np. Haq i in., 1988; Ross & Ross, 1990) wyklucza eustatyczny mechanizm uaktywnienia obszarów źródłowych.

Wynoszenie w obszarach źródłowych znajduje swój wyraz w silnym różnicowaniu facjalnym pomiędzy sukcesjami poszczególnych jednostek w okresie od turonu do eocenu. Skutkowało ono również, począwszy od turonu, powrotem sedymentacji fliszowej w basenach skolskim i śląskim. Deponowane były wówczas głębokomorskie osady silikoklastyczne o znacznych miąższościach (warstwy godulskie, istebniańskie i inoceramowe), częściowo gruboklastyczne, zwłaszcza w sukcesji śląskiej (np. Unrug, 1963, 1968; Kotlarczyk, 1978; Koszarski, 1985; Słomka, 1995; Strzeboński, 2001).

Gwałtowne wynoszenie w późnej kredzie i paleocenie kordyliery śląskiej (południowośląskiego obszaru źródłowego), według Săndulescu (1988) stanowiącej przedłużenie morfologicznego wyniesienia środkowych i zewnętrzne dacydów, prawdopodobnie zachodziło w reżimie kompresyjnym. Przemawia za tym zarówno bardzo wysokie tempo wynoszenia (np. por. Unrug, 1968; Pescatore & Ślaczka, 1984), charakterystyka sedymentologiczna i petrograficzna materiału detrytycznego (np. Książkiewicz, 1962, 1972; Unrug, 1963, 1968; Słomka, 1995; Strzeboński, 2001), obecność w redeponowanym materiale starszych utworów fliszowych (np. Nowak, 1962; Unrug, 1968), jak zachodzące wówczas w europejskich alpidach procesy orogeniczne, kontrolujące ówczesny reżim tektoniczny systemu orogen–przedpole (np. Mišík & Marschalko, 1988; Săndulescu, 1988; Rakus i in., 1989; Dercourt i in., 1990; Ziegler i in., 1995; Golonka i in., 2000). Możliwe jest zatem, że w rozwoju lokalnych depocentrow proksymalnych utworów warstw godulskich i istebniańskich udział miało również tektoniczne obciążenie i fleksuralne uginanie płyty podłoża południowej części basenu śląskiego przez odkluwane i wynoszone elementy strukturalne, składające się na kordyliery śląską. Wymaga to przyjęcia, oprócz składowej wertykalnej (np. Unrug, 1968), również istotnej lateralnej składowej transportu tektonicznego, prowadzącego do wypiętrzania południowośląskiego obszaru źródłowego.

W odniesieniu do basenu magurskiego tektoniczne wynoszenie w późnej kredzie, choć niewykluczone (por. Rakus i in., 1989), jest jednak trudniejsze do udokumentowania. Wiąże się to z brakiem rozpoznania wczesnokredowego etapu rozwoju basenu, który stanowiłby punkt odniesienia dla rekonstrukcji ewentualnego wynoszenia w późnej kredzie. Jednak w cenomanie–santonie nadal dominowała głębokowodna sedymentacja hemipelagiczna reprezentowana przez łupki pstrę formacji z Malinowej (Malata & Oszczytko, 1990; Oszczytko, 1992), świadcząca o braku podwyższonej aktywności obszarów źródłowych. Początek sedymentacji turbidytowej w postaci cienkoławicowego fliszu z wapieniami turbidytowymi (warstwy z Kaniny) miał w tym basenie miejsce dopiero w kampanie, po czym w mastrychcie i paleocenie nastąpiła sedymentacja grubookruchowa piaszczysta ze Szczawiny oraz warstw inoceramowych (Cieszkowski i in., 1989).

Wynoszenie (inwersja?) basenów Karpat zewnętrznych w późnej kredzie bezpośrednio poprzedza (wariant 3 na ryc. 5), bądź jest częściowo równoczesne (warianty 2 i 4 na ryc. 5) z inicjalną fazą kompresji oraz inwersji basenów sedymentacyjnych na przedpolu alpidów europejskich (por. np. Ziegler i in., 1995), w tym bruzdy śródpolskiej (ryc. 8; por. np. Dadlez i in., 1995; Poprawa, 1997; Świdrowska & Hakenberg, 1999; Krzywiec, 2002). Jednocześnie można je korelować z przejawami kompresji, a następnie z postępującymi fałdowaniami i nasunięciami w wewnętrznych Karpatach (por. np. Książkiewicz, 1972; Andrusov i in., 1973; Săndulescu, 1988; Maluski i in., 1993). Wydaje się zatem prawdopodobne, iż wynoszenie w obrębie omawianych basenów wiąże się ze zmianą reżimu tektonicznego na kompresyjny oraz stanowi element synorogenicznych deformacji systemu perytetydzkich i tetydzkich basenów na przedpolu wewnętrznych Karpat i Alp (np. Ziegler i in., 1995; Poprawa, 1997; Golonka i in., 2000; Krzywiec, 2002).

Kampan (mastrycht–, paleocen–)–wczesny miocen. Pod koniec późnej kredy nastąpił nawrót relatywnie powolnej subsydencji, zarówno w basenach skolskim i śląskim, jak również w magurskim i dukielskim (ryc. 6). Ówczesny rozwój omawianych basenów interpretowano w kategoriach inicjalnego basenu przedgórskiego (Winkler & Ślaczka, 1992, 1994; Roure i in., 1993; Roca i in., 1995; Picha & Stránik, 1999; Nemčok i in., 2001). Jako mechanizm subsydencji wskazać można fleksuralne uginanie podłoża omawianych basenów, będące wypadkowym efektem oddziaływania sił związanych z procesem subdukcji oraz obciążenia płyty przez rozwijającą się pryzmę akrecyjną.

Model fleksuralnego ugięcia płyty tłumaczy równoczesne uaktywnienie obszaru źródłowego leżącego na południe od basenu magurskiego (Oszczypko, 1992, 1998), obniżenie południowej części basenu magurskiego oraz późniejszą migrację strefy maksymalnej subsydencji ku północy (Bromowicz, 1992), a także zmniejszenie aktywności międzybasenowych obszarów źródłowych (kordylier) (Książkiewicz, 1962, 1972). Zanik aktywności kordylier wyrażał się ujednoliceniem facjalnym w obrębie basenów skolskiego, śląskiego i dukielskiego począwszy od wczesnego eocenu, prowadzącym do depozycji w warunkach głębokomorskiego, wygłodniałego basenu łupków pstrych z wyraźnym epizodem sedymentacji fliszowej w głębszych częściach basenów (warstwy hieroglifowe). O zmniejszeniu aktywności obszarów źródłowych świadczy również wyraźny spadek tempa depozycji w tych basenach w eocenie–wczesnym oligocenie, którego wartości mieszczą się najczęściej w zakresie 10–30 m/mln lat, przy licznych wyjątkach, zwłaszcza w basenie dukielskim (por. Pescatore & Ślaczka, 1984; Poprawa & Malata, 1997, 2000; Nemčok i in., 2001).

Zjawisku inicjalnego fleksuralnego ugięcia płyty w eocenie powinno towarzyszyć nasilenie procesów orogenicznych tego wieku. O ich występowaniu świadczy charakter osadowego wypełnienia basenu. Począwszy od wczesnego eocenu rozpoczął się proces bardzo gwałtownej, synorogenicznej dostawy materiału do południowej części tego basenu (piaskowce magurskie) (Oszczypko, 1992, 1998; Bromowicz, 1992; Świerczewska & Tokarski, 1998; Nemčok i in., 2001). Tempo depozycji tych utworów we wczesnym eocenie, w wewnętrznej części basenu magur-

skiego, sięgało 200–400 m/mln lat, w późnym zaś eocenie w zewnętrznej części basenu magurskiego sięgało nawet 300–500 m/mln lat (por. Pescatore & Ślaczka, 1984; Poprawa & Malata, 1997, 2000), co świadczy o intensywnym wynoszeniu obszarów źródłowych. Rozpoczął się wówczas proces formowania pryzmy akrecyjnej i jej progadacji ku północy (Birkenmajer & Oszczypko, 1989; Oszczypko, 1992; Bromowicz, 1992; Picha & Stránik, 1999). Ten typ depozycji diachronicznie obejmował poszczególne strefy basenu magurskiego i dukielskiego w eocenie, a następnie basenu śląskiego i skolskiego w oligocenie i miocenie. Obecność eoceńskich procesów orogenicznych potwierdza również występowanie stuktur kompresyjnych tego wieku, stwierdzonych przez Świerczewską i Tokarskiego (1998), a także obecność w spektrum detrytycznych minerałów ciężkich spinelu chromowego, wskazująca na ówczesną ekshumację skorupy oceanicznej, obduktowanej w kredzie, lokowanej pomiędzy basenem pieńskim *s.l.* a północnym skłonem Apulii (domena subtatrikum) (Mišík & Marschalko, 1988; Winkler & Ślaczka, 1992, 1994).

W basenie magurskim, w przeciwieństwie do śląskiego i skolskiego, eocen był okresem maksymalnego zróżnicowania warunków sedymentacyjnych. Powstałe w eoceńskim basenie magurskim wyraźne, oboczne zmiany facjalne od piaskowców magurskich, przez cienkoławicowy flisz litofacji belowskiej, aż do hemipelagicznych łupków pstrych (Birkenmajer & Oszczypko, 1989; Oszczypko, 1992; Bromowicz, 1992) sugerują, że subsydencja w dystalnej części basenu, podobnie jak w basenie śląskim i skolskim, nie była kompensowana depozycją, co pozwala sugerować stadium wygłodniałego basenu przedgórskiego.

Na przełomie eocenu i oligocenu baseny Karpat zewnętrznych (ryc. 6) uległy gwałtownemu i intensywnemu, tektonicznemu wynoszeniu (porównaj odmienną argumentację Leszczyńskiego, 2000). Proces ten koreluje się z jedną z faz wzmózionej aktywności tektonicznej w obrębie Alpidów europejskich (np. Tollmann, 1989; Dercourt i in., 1990). Można zatem wnosić, że jest on zdeterminowany przez regionalną kompresję. Oddźwięk tego zjawiska w wykształceniu facjalnym jest dość złożony. Początkowo proces ten doprowadził do odcięcia basenu fliszowego od oceanu światowego (np. Cavelier i in., 1981; Van Couvering i in., 1981; Oszczypko-Clowes, 2001), ograniczenia cyrkulacji prądów, a w efekcie do pojawienia się warunków redukcyjnych, sedymentacji ciemnych łupków bitumicznych warstw menilitowych (np. Jerzmańska & Kotlarczyk, 1968; Gucwa & Ślaczka, 1972; Kuśmerek, 1995; Picha & Stránik, 1999) oraz przetrwania jedynie najbardziej oportunistycznej mikrofauny (np. Olszewska, 1984). Pojawiały się wówczas osady spływów oraz olistolity z materiałem płytkowodnym pochodzącym z niszczo-nych podczas wynoszenia i wynurzania brzegów basenu (np. warstwy popielskie w jednostce skolskiej). Równocześnie, pomimo depozycji utworów w przewadze drobno-klastycznych, nastąpił wyraźny wzrost tempa depozycji. W basenie śląskim wynosiło ono około 15–95 m/mln lat, w basenie zaś skolskim nawet do 100–120 m/mln lat.

Aktywność tektoniczna, której wyrazem jest wynoszenie na przełomie eocenu i oligocenu, znajduje swój wyraz w architekturze wypełnienia basenu. Zdaniem niektórych autorów (Enfield i in., 1998; Nemčok i in., 2001) na przejś-

ciu od warstw hieroglifowych i ich obocznych odpowiedników do warstw menilitowych obserwuje się bowiem liczne drobne niezgodności, a lokalnie również erozję. Ponadto w jednostce magurskiej rozpoczął się proces formowania płaszczowiny (np. Kováč i in., 1993; Leszczyński & Malik, 1996; Świerczewska & Tokarski, 1998), w jednostce dukielskiej zaś stwierdzono fałdy w morfologii dna (Żytko, 1977) oraz inicjalne nasunięcia (Cieszkowski i in., 1985) tego wieku. Do skutków zasadniczej przebudowy basenów Karpat zewnętrznych, zachodzącej na przełomie eocenu i oligocenu, zaliczyć można także zmianę generalnego układu kierunków transportu osadów w obrębie basenów śląskiego i skolskiego (np. Książkiewicz, 1962) oraz tektoniczne uaktywnienie północnego źródła alimentacyjnego basenu magurskiego (Bromowicz, 1992). Efektem kontynuującego się wynoszenia jest dostarczanie w oligocenie i wczesnym miocenie do osadów warstw krośnieńskich egzotyków nieomal równowiekowych (warstwy krośnieńskie), bądź starszych (warstwy menilitowe, istebniańskie i godulskie), utworów fliszowych (np. Skulich, 1996), erodowanych z topograficznie wyniesionych partii jednostki śląskiej w obrębie formującego się orogenu.

W bardziej wewnętrznej strefie systemu orogenicznego, tj. w obrębie paleogeńskiego basenu Karpat centralnych, w tym w basenie podhalańskim, uwagę zwraca odmienny rozwój subsydencji. W środkowym i późnym eocenie oraz wczesnym oligocenie (ryc. 7) miały miejsce wyraźne przyspieszenie subsydencji (por. Nemčok i in., 1996) oraz rozwój struktur ekstensyjnych (Soták i in., 2001). Równocześnie trwała intensywna dostawa osadu do basenu, którego tempa depozycji sięgają wówczas 370–400 m/mln lat, co świadczy o dużej, tektonicznej aktywności obszarów źródłowych.

Ówczesny rozwój basenu paleogeńskiego wiązany jest z aktywnym brzegiem Karpat wewnętrznych w strefie subdukcji (Nemčok i in., 1996) i odnoszony jest do modelu basenów przedlukowych (Tari i in., 1993; Soták i in., 2001). Zatem obserwowane różnice w rozwoju subsydencji i reżimie tektonicznym basenów Karpat zewnętrznych i basenu paleogeńskiego na przełomie eocenu i oligocenu nie stanowią sprzeczności, lecz są wyrazem odmiennej pozycji tych obszarów w obrębie karpackiej strefy kolizji.

Rozwój basenów Karpat zewnętrznych na przełomie eocenu i oligocenu znajduje subtelny oddźwięk również na platformie europejskiej, w tym na Niżu Polskim (np. Poprawa, 1997). O ile we wczesnym eocenie kształt szczątkowych depocentrow nawiązywał jeszcze do układu wału środpolskiego oraz niecek (NW–SE), to począwszy od oligocenu zmienia się on na W–E z rozbudowanym wałem metakarpackim, co w odniesieniu do szerszej skali wiązane może być z fałdowaniem litosfery Euroazji w wyniku kompresji, mającej swe źródło w kolizji w strefie alpidów (por. Cloetingh i in., 1999). Charakterystyczny jest jednak kontrast w rozwoju subsydencji między północną częścią Tetydy, gdzie jest obserwowane bądź gwałtowne wynoszenie, bądź intensywna subsydencja, a południową częścią Perytetydką, cechującą nieomal całkowitym zamarciem basenotwórczych procesów tektonicznych (ryc. 7).

W ostatniej fazie rozwoju basenów Karpat zewnętrznych, tj. od wczesnego (miejscami późnego) oligocenu do wczesnego miocenu, obserwowana jest umiarkowana sub-

sydencja (ryc. 6). W tym czasie, w analizowanych basenach doszło do ujednolicenia sedymentacji oraz deponowane były dużych miąższości serie piaskowcowe (piaskowce magurskie facji glaukonitowej z Wątkowej, warstwy krośnieńskie dolne), stanowiące kontynuację synorogenicznej sedymentacji, rozpoczętej w basenie magurskim we wczesnym eocenie (Oszczypko, 1992, 1998; Kuśmerek, 1995; Poprawa & Malata, 1997, 2000; Nemčok i in., 2001).

Początek synorogenicznej depozycji w basenach magurskim, dukielskim, śląskim i skolskim był diachroniczny, przesuując się w czasie ku coraz bardziej zewnętrznym strefom. Uwzględniając położoną dalej ku południowi jednostkę Grajcarka, tego typu sedymentacja w postaci utworów formacji z Jarmuty mogła rozpocząć się już mastrychcie–wczesnym paleocenie (Winkler & Ślaczka, 1994).

Synorogeniczna sedymentacja utworów warstw krośnieńskich jest charakteryzowana przez bardzo wysokie tempo depozycji. Jej wartość dla basenu skolskiego waha się w zakresie 200–315 m/mln lat, dla basenu zaś śląskiego i dukielskiego sięgają 350–600 m/mln lat (por. Pescatore & Ślaczka, 1984; Kuśmerek, 1995, Poprawa & Malata, 1997, 2000); zatem jest zbliżona, bądź wyższa od wartości wyliczonych dla eoceńskich piaskowców magurskich. Świadczy to o intensywnym, tektonicznym wynoszeniu i gwałtownej erozji obszarów źródłowych w bardziej wewnętrznych strefach orogenu.

Znaczący udział w subsydencji basenu w późnym oligocenie i wczesnym miocenie mógł mieć mechanizm tektonicznego obciążenia i fleksuralnego uginania płyty przez deformowane utwory przyzmy akrecyjnej. Interpretacji takiej sprzyja zanik aktywności obszarów źródłowych w strefach pomiędzy poszczególnymi basenami (kordyliier). Wyraźne spłylenie środowiska depozycyjnego przy bardzo wysokim tempie sedymentacji znamionuje, iż po eoceńskiej fazie fleksuralnego basenu wygodniałego przeszedł on w fazę kompensacji subsydencji przez depozycję, przejdąc do etapu przyzmy kontynentalnej.

Sugerowane przez Enfielda i in. (1998), Picha i Stránika (1999) oraz Nemčoka i in. (2001) niezgodności i dyskordancje w spągu warstw krośnieńskich stwarzają sugestię, iż niektóre depocentra tych utworów mogły mieć charakter basenów niesionych (*piggy-back*). Model basenu niesionego może mieć zastosowanie w szczególności do basenu magurskiego w czasie depozycji utworów warstw malcowskich i z Zawady (Oszczypko & Oszczypko-Cloves, 2002). Pozwalał by on tłumaczyć ich, w uproszczeniu, zgodny kontakt z utworami podścielającymi oraz brak występowania tych utworów w zewnętrznej strefie basenu.

Uwagi ogólne. Rozwój basenów Karpat zewnętrznych zakończyły intensywne fałdowania i ruchy nasuwce, które w basenie magurskim mogły rozpocząć się już od eocenu (Świerczewska & Tokarski, 1998), bądź środkowego i późnego oligocenu, a dalej ku północy osiągnęły kulminację w środkowym miocenie (np. Książkiewicz, 1972; Kotlarczyk, 1985, 1988; Ślaczka, 1996; Decker i in., 1997). Dyskutowana powyżej możliwość powstania basenów Karpat zewnętrznych, jako ryftowych, ma implikacje dla przebiegu procesów orogenicznych. W pierwszej fazie orogenezy należy oczekiwać bowiem strukturalnej inwersji na pierwotnych uskawkach ekstensyjnych, zwłaszcza

zapadających ku S bądź SW, w zaawansowanym stadium kontynuującej się w postaci incjalnych powierzchni odkłuc. W takim ujęciu rozwój strefy orogenicznej Karpat zewnętrznych można by określić jako ewolucję pasa nasuwczo-fałdowego od eoceńsko-wczesnooligocenijskiego stadium zakorzenionego (*thick skinned*) do mioceńskie-go stadium naskórkowego (*thin-skinned*) (np. Roure i in., 1993; Roca i in., 1995).

Analiza porównawcza ewolucji basenów domeny północnotetydzkiej oraz perytetydzkiej potwierdza koncepcję Zieglera i in. (1995), stwierdzającą iż charakter deformacji przedpola alpidów, tj. płyty europejskiej, pod wpływem procesów orogenicznych w domenie tetydzkiej ewoluował od czystego ścinania (*pure shear*) w późnej kredzie i na początku trzeciorzędu do prostego ścinania (*simple shear*) na przełomie eocenu i oligocenu, a także w miocenie.

Odnosząc otrzymane wyniki do szerszego, ponadregionalnego tła należy zwrócić uwagę na wzmożoną intensywność procesów tektonicznych w późnym eocenie i na początku oligocenu w Alpidach. W basenach Karpat zewnętrznych zachodzi wówczas gwałtowne wynoszenie (ryc. 6), które jest w jednostce magurskiej równoczesne z początkiem tworzenia się płaszczowiny (np. Kováč i in., 1993; Leszczyński & Malik, 1996; Świerczewska & Tokarski, 1998). W obrębie paleogeńskiego basenu Karpat środkowych (basen przedłukowy) ma wówczas miejsce wyraźne przyspieszenie subsydencji (ryc. 7; por. Nemčok i in., 1996; Soták i in., 2001), po czym dalej ku południu, tj. w paleogeńskim basenie węgierskim (fleksuralny basen typu *retroarc*), stwierdza się ówczesny epizod synkolinizyjnego wynoszenia w reżimie kompresyjnym, wyrażonego bądź redukcją batymetrii (subbaseny Buda i Bükk), bądź erozją (subbasen Bakony) (por. Tari i in., 1993). W tym czasie nastąpiła również generalna separacja basenu Eoparatetydy od systemu śródziemnomorskiego (np. Tari i in., 1993). Natomiast we wschodniej części orogenu alpejskiego ma wówczas miejsce faza orogeniczna, o charakterze kolizji kontynent-kontynent (np. Tollmann, 1989; Dercourt i in., 1990) oraz następuje zasadnicza zmiana kierunków głównych deformacji (Persson & Decker, 1997), zaś na przedpolu orogenu gwałtownej subsydencji ulega basen alpejskiej molasy przedgórskiej (np. Wagner, 1996). Pozwala to rozszerzyć o przełom eocenu i oligocenu tezę, postawioną przez np. Royden (1993) i Behrmanna i in. (2000) w odniesieniu do mioceńskiej fazy kolizji, o silnych powiązaniach geodynamicznych w obrębie systemu alpejsko-karpacko-panońskiego (por. Tari i in., 1993).

Istotnym zagadnieniem, rzutującym na interpretację otrzymanych wyników, jest pozycja paleogeograficzna basenu magurskiego w stosunku do basenów dukielskiego, śląskiego oraz skolskiego. Na podstawie różnic w stratygraficznej pozycji głównej powierzchni odkłucia oraz różnic w stopniu deformacji Nemčok i in. (2001) zasugerowali, że utwory jednostki magurskiej zostały tektonicznie przetransportowane względem pozostałych jednostek Karpat zewnętrznych na przełomie oligocenu i miocenu. W tej koncepcji basen magurski lokowany byłby pierwotnie na obrzeżeniu domeny wschodnioalpejskiej.

Jednakże, jak dowodzi Behrmann i in. (2000) dla wschodnich polskich i słowackich Karpat zewnętrznych, odkłucie utworów jednostki magurskiej i dukielskiej nastąpiło wzdłuż jednej powierzchni. Ponadto, poza obszarem Polski powierzchnia głównego odkłucia w jednostce magurskiej lokalnie występuje w obrębie utworów dolnej kredy, bądź nawet jury (np. Mišík [W:] Rakús i in., 1989).

Jednocześnie, w profilu jednostek przedmagurskiej i dukielskiej utwory górnej kredy i dolnego paleogenu wykazują związki ze strefą magurską, zaś utwory najwyższego eocenu, oligocenu i dolnego miocenu, tj. kompleks menilitowo-krośnieński, są wyraźnie powiązane ze strefą śląską i skolską (np. Unrug, 1968; Cieszkowski i in., 1985). Jest to szczególnie dobrze wyrażone przez utwory lokalnej litofacji piaskowców z Mszanki najniższego oligocenu, występujące w południowej części jednostki śląskiej oraz północnej części jednostki dukielskiej (Ślaczka, 1971). Oprócz kompleksu menilitowo-krośnieńskiego powyższy wniosek dotyczyć może również środkowoeoceńskich piaskowców z Przybyszowa, występujących w jednostce dukielskiej, bowiem utwory analogicznej litofacji Ślaczka (1968) stwierdził w strefie przeddukielskiej. Także współwystępowanie w północnej części jednostki magurskiej oraz w jednostce śląskiej litofacji piaskowców ciężkowickich może stanowić przesłankę potwierdzającą powyższy wniosek.

Dodatkowo analizy charakteru materiału detrytycznego dostarczanego od południa do basenu śląskiego i od północy do basenu magurskiego (np. Unrug, 1968; Winkler & Ślaczka, 1992, 1994; Bromowicz, 1992), wskazujące na uwspólnianie obszarów źródłowych, nie sprzyjają znaczącej paleogeograficznej separacji basenu magurskiego i śląskiego. Podobne przesłanki wynikają z obecności w morawskiej części Karpat zewnętrznych podobnych egzotyków (pelagiczne utwory środkowego i górnego triasu), sypanych w paleogenie z kordyliery śląskiej zarówno do zewnętrznej części basenu magurskiego (strefa raczańska), jak i do południowej części basenu śląskiego-podśląskiego (jednostka żdąnicka) (Soták, 1985). Z uwagi na powyższe argumenty w niniejszej pracy poszczególne baseny Karpat zewnętrznych rozpatrywano jako jeden, genetycznie powiązany system.

Podsumowując należy podkreślić, że prezentowane w niniejszej pracy krzywe subsydencji są silnie zależne od przyjętych zmian batymetrii w czasie (ryc. 5). Zatem przy założeniu wariantów zmian głębokości zbiornika wyraźnie odmiennych niż powyżej dyskutowane, można by otrzymać krzywe subsydencji o innym charakterze genetycznym.

Za konstruktywne dyskusje w trakcie przygotowywania niniejszej pracy autorzy dziękują dr hab. Barbarze Olszewskiej, dr inż. Ewie Malacie, prof. dr hab. Alfredowi Uchmanowi, prof. dr hab. Tadeuszowi Słomce, dr Michałowi Krobickiemu, dr Janowi Golnce oraz dr Markowi Jarosińskiemu. Prezentowane badania zostały wykonane w ramach grantu KBN nr 6PO4D 040 19, kierowanego przez prof. dr hab. Nestora Oszczytko oraz w ramach działalności statutowej Państwowego Instytutu Geologicznego (temat 6.20.1430.00.0). Backstripping wykonano z użyciem programu BasinMod 1-D™ (Platte River Associates, Inc.).

Literatura

- ALEKSANDROWSKI P. 1985 — Tektonika regionu babiogórskiego: interferencja zachodnio- i wschodniokarpackich kierunków fałdowych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 55: 375-422.
- ANDEL van T.H. 1975 — Mesozoic/Cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 26: 187-194.
- ANDRUSOV D., BYSTRITZKY J. & FUSAN O. 1973 — Outline of the structure of the West Carpathians. [W:] X Congress Carpath.-Balkan Geol. Ass., Guidebook for Geological Excursions, GUDŠ, Bratislava: 5-44.
- BALDWIN B. & BUTLER C.O. 1985 — Compaction curves. *AAPG Bull.*, 69: 622-626.
- BAK K., BAK M. & PAUL Z. 2001 — Barnasiówka Radiolarian Shale Formation — a new lithostratigraphic unit in the Upper Cenomanian-

- lowermost Turonian of the Polish Outer Carpathians (Silesian Series). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 71: 75–103.
- BEHRMANN J.H., STIASNY S., MILICKA J. & PERESZLENYI M. 2000 — Quantitative reconstruction of orogenic convergence in the northeast Carpathians. *Tectonophysics*, 319: 111–127.
- BERGER W.H. & WINTERER E.L. 1974 — Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 1: 11–48.
- BIEDA F. 1968 — Formacja numulityczna w zachodnich Karpatach fliszowych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38: 233–274.
- BIEDA F., GEROCH S., KOSZARSKI L., KSIĄŻKIEWICZ M. & ŻYTKO K. 1963 — Stratigraphie des Karpates externes polonaises. *Biul. Inst. Geol.*, 181: 5–174.
- BIRKENMAJER K. 1976 — The Carpathian orogen and plate tectonics. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., Ser. A–2(101)*: 43–53.
- BIRKENMAJER K. 1985 — Guide to Excursion 2: Main geotraverse of the Polish Carpathians (Kraków–Zakopane). *Carpath.–Balkan Geol. Assoc., XIII Congress, Kraków*: 5–13, 31–36.
- BIRKENMAJER K. 1986 — Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. Geol. Pol.*, 88: 7–32.
- BIRKENMAJER K. 1988 — Exotic Andrusov Ridge: its role in plate-tectonic evolution of the West Carpathian Foldbelt. *Stud. Geol. Pol.*, 91: 7–37.
- BIRKENMAJER K. & OSZCZYPKO N. 1989 — Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica Subunit, Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 59: 145–181.
- BROMOWICZ J. 1992 — Basen sedymentacyjny i obszary źródłowe piaskowców magurskich. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, 54: 1–122.
- BUCHARD B. 1978 — Oxygen isotope palaeotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area. *Nature*, 257: 5676.
- BUCK W.R.L. 1991 — Models of continental lithospheric extension. *Jour. Geoph. Res.*, 96(B–12): 20161–20178.
- BUSBY C.J. & INGERSOLL R.V. 1995 — *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Sc., Oxford.
- CAVELIER C., CHATEAUNEUF J.-J., POMEROL CH., RABUSSIER D., RENARD M. & VERGNAUD-GRAZZINI C. 1981 — The geological events at the Eocene/Oligocene boundary. *Paleogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 36: 223–248.
- CIESZKOWSKI M., ŚLĄCZKA A. & WDOIARZ S. 1985 — New data on structure of the Flysch Carpathians. *Prz. Geol.*, 33: 313–329.
- CIESZKOWSKI M., OSZCZYPKO N. & ZUCHIEWICZ W. 1989 — Late Cretaceous–Palaeocene tectonic activity of the Magura Basin, West Carpathians, Poland. *Extended Abstracts, 14th Congress Carpath.–Balkan Geol. Assoc.*, Sofia, 2: 295–298.
- CLOETINGH S., BUROV E. & POLIAKOV A. 1999 — Lithosphere folding: Primary response to compression? (from Central Asia to Paris Basin). *Tectonics*, 18: 1064–1083.
- DADLEZ R., NARKIEWICZ M., STEPHENSON R.A., VISSER M.T.M. & van WESS J.-D. 1995 — Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for Central European geology. *Tectonophysics*, 252: 179–195.
- DECKER K. 1990 — Plate tectonics and pelagic facies: Late Jurassic to Early Cretaceous deep-sea sediments of the Ybbsitz ophiolite unit (Eastern Alps, Austria). *Sedim. Geol.*, 67: 85–99.
- DECKER K., NESCIERUK P., REITER F., RUBINKIEWICZ J., RYŁKO W. & TOKARSKI A.K. 1997 — Heteroaxial shortening, strike-slip faulting and displacement transfer in the Polish Carpathians. *Prz. Geol.*, 45: 1070–1071.
- DERCOURT J., RICOUL L.E., ADAMIA S., CSÁSZÁR G., FUNK H., LEFELD J., RAKÚS M., SÂNDULESCU M., TOLLMANN A. & TCHOUMACHENKO P. 1990 — Anisian to Oligocene palaeogeography of the European margin of Tethys (Geneva to Baku). [W:] Racús M., Dercourt J. & Nairn A.E.M. (ed.), *Evolution of the Northern Margin of Tethys*. Vol. III. *Mém. Soc. Géol. France, Paris, Nouvelle Sér.*, 154: 159–190.
- DEWEY J.F. 1982 — Plate tectonics and the evolution of the British Isles. *Jour. Geol. Soc. London*, 139: 371–414.
- DOSTAL J. & OWEN J.V. 1998 — Cretaceous alkaline lamprophyres from northeastern Czech Republic: geochemistry and petrogenesis. *Geol. Rundsch.*, 87: 67–77.
- DŻUŁYŃSKI S. & ŚLĄCZKA A. 1959 — Sedymentacja i wskaźniki kierunkowe transportu w warstwach krosieńskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 28: 205–260.
- ENFIELD M.A., WATKINSON M.P., BLUNT E.P., PHILPS B., VANGELOV D., NEMČOK M., JANKOWSKI L., DIMOV D., DILOV T., GURBUZ K. & SEYMOUR M. 1998 — A structural and stratigraphic re-evaluation of the Western Polish Carpathians: implication for hydrocarbon exploration. *XIX Konf. Teren. Sekcji Tektonicznej Pol. Tow. Geol., Magura '98*: 76.
- GEDL P. 1995 — Wiek osadów z Rogoźnika (płaszczowina magurska, Karpaty fliszowe) na podstawie cyst Dinoflagellata. *Prz. Geol.*, 43: 1030–1034.
- GEDL P. 1999 — Palinologiczny zapis granicy eocen–oligocen w polskich Karpatach fliszowych — wyniki wstępne. *Prz. Geol.*, 47: 394–400.
- GEROCH S. 1967 — Zespoły mikrofauny z serii śląskiej polskich Karpat zachodnich. *Biul. Inst. Geol.*, 211: 369–381.
- GEROCH S. & NOWAK W. 1984 — Proposal of zonation for the Late Tithonian–Late Eocene based upon arenaceous Foraminifera from the Outer Carpathians, Poland. *2nd Inter. Symp. on Benthic Foraminifera, Benthos 83, Pau 1983*: 225–239.
- GEROCH S., KRYŚKOWSKA-IWASZKIEWICZ M., MICHALIK M., PROCHAZKA K., RADOMSKI A., RADWAŃSKI Z., UNRUG Z., UNRUG R. & WIECZOREK J. 1979 — Sedymentacja margli z Węgierki. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 49: 105–133.
- GOLONKA J., OSZCZYPKO N. & ŚLĄCZKA A. 2000 — Geodynamic evolution and paleogeography of the Carpathian–Pannonian region — a global perspective. *Slovak Geol. Mag.*, 6: 139–142.
- GRABOWSKI J., NESTIERUK P. & PASZKOWSKI M. 2001 — New paleomagnetic and K–Ar data from the teschenitic rocks of the Outer West Carpathians (Silesian unit, Poland). *Pancardi 2001 Meeting, II — Abstracts. Geodetic and Geophysical Research Inst. Hungar. Acad. Sc., CP-8*.
- GRADSTEIN F.M. & OGG J. 1996 — A Phanerozoic time scale. *Episodes*, 19.
- GUCWA I. & ŚLĄCZKA A. 1972 — Changes in geochemical conditions within the Silesian Basin (Polish Flysch Carpathians) at the Eocene–Oligocene boundary. *Sediment. Geol.*, 8: 199–223.
- GUCWA I. & WIESER T. 1985 — The Limburgites of the Polish Carpathians. *Geol. Quart.*, 29: 3–30.
- HACZEWSKI G. 1989 — Poziomy wapieni kokkolitowych w serii menilitowo-krosieńskiej — rozróżnianie, korelacja i geneza. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 59: 435–523.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. 1988 — Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. [W:] Wilgus C.K. i in. (ed), *Sea level changes: an integrated approach*. Soc. Econ. Palaeont. Miner., Spec. Publ., 42: 71–108.
- HINTE Van J.E. 1978 — Application of micropaleontology in exploration geology. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 62: 201–222.
- HOVORKA D. & SPIŠÁK J. 1993 — Mesozoic volcanic activity of the Western Carpathian segment of the Tethyan belt: diversities in space and time. *Jb. Geol. B.-A.*, 136: 769–782.
- IVAN P., HOVORKA D. & MERES S. 1999 — Riftogenic volcanism in the Western Carpathian geological history: a review. *Geolines*, 9: 41–47.
- JERZMAŃSKA A. 1979 — Oligocene alepocephaloid fishes from the Polish Carpathians. *Acta Palaeont. Pol.*, 24: 65–76.
- JERZMAŃSKA A. & KOTLARCZYK J. 1968 — Zespoły ichtiofauny z warstw menilitowych Karpat, jako wskaźnik zmian środowiska sedymentacyjnego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38: 39–66.
- JERZMAŃSKA A. & KOTLARCZYK J. 1976 — The beginnings of the Sargasso assemblages in the Tethys? *Paleogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 20: 297–306.
- JERZMAŃSKA A. & KOTLARCZYK J. 1979 — Rozwój ichtiofauny w oligocenie jednostki skolskiej. *Badania paleontologiczne Karpat przemyskich. Mat. IV Krajowej Konf. Paleontologów*, 45–48.
- KACZMARSKA I. & KOTLARCZYK J. 1979 — Poziomy z okrzemkami serii menilitowo-krosieńskiej Karpat przemyskich. *Mat. IV Teren. Konf. Nauk. w Przemyśle*.
- KONON A. 2001 — Tectonics of the Beskid Wyspowy Mountains (Outer Carpathians, Poland). *Geol. Quart.*, 45: 179–204.
- KOSZARSKI L. (ed.) 1985 — *Geology of the Middle Carpathians and Carpathian Foredeep*. Guide to Exc. 3. *Carpath.–Balkan Geol. Assoc., XIII Congress, Kraków*, 1–254.
- KOSZARSKI L. & ŚLĄCZKA A. 1973 — Kreda. Karpaty zewnętrzne (fliszowe). *Budowa geologiczna Polski, t. I, Stratygrafia, cz. 2, Mezozoik*. Wyd. Geol.
- KOSZARSKI L. & ŻYTKO K. 1965 — Warunki głębokościowe karpackiej geosynkliny fliszowej. *Kwart. Geol.*, 9: 943–944.
- KOTLARCZYK J. 1978 — Stratygrafia formacji z Ropianki (fm) czyli warstw inoceramowych w jednostce skolskiej Karpat fliszowych. *Pr. Geol. PAN*, 108: 1–82.
- KOTLARCZYK J. 1985 — Evolution of the Carpathian tectogene in the Miocene. [W:] Kotlarczyk J. (ed.), *Geotraverse Kraków–Baranów–Rzeszów–Ustrzyki Dolne–Komańcza–Dukla*. Guide to Exc. 4. *Carpath.–Balkan Geol. Assoc., 13th Congress, Kraków*: 21–32.
- KOTLARCZYK J. 1988 — *Geologia Karpat Przemyskich — „szkic do portretu”*. *Prz. Geol.*, 36: 325–333.

- KOVÁČ M., NAGYMAROSY A., SOTÁK J. & ŠUTOVSKÁ K. 1993 — Late Tertiary paleogeographic evolution of the Western Carpathians. *Tectonophysics*, 226: 401–415.
- KOVÁČ M., NAGYMAROSY A., OSZCZYPKO M., ŚLĄCZKA A., CSONTOS L., MARUNTEANU M., MATENCO L. & MÁRTON E. 1998 — Palinspastic reconstruction of the Carpathian-Pannonian region during the Miocene. [W:] Rakus M. (ed.), *Geodynamic development of the Western Carpathians*. Geol. Surv. Slovak Repub., Bratislava, 189–217.
- KRZYWIEC P. 2002 — Mid-Polish Trough inversion — seismic examples, main mechanisms, and its relationship to the Alpine-Carpathian collision. *EGS Stephan Muller Spec. Publ. Ser.*, 1: 233–258.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1956 — Przewodnik wycieczki w Karpaty Wadowickie. 27 Zj. Pol. Tow. Geol. Roczn. Pol. Tow. Geol., 24: 422–433.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1960 — Zarys paleogeografii polskich Karpat fliszowych (Outline of the paleogeography in the Polish Carpathians). *Pr. Inst. Geol.*, 30: 209–231.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (red.) 1962 — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 1 : 600 000, z. 13. Kreda i starszy trzeciorząd w polskich Karpatach zewnętrznych. Inst. Geol. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1972 — Budowa geologiczna Polski. T. IV, Tektonika, cz. 3, Karpaty. Wyd. Geol.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1975 — Bathymetry of the Carpathian Flysch Basin. *Acta Geol. Pol.*, 25: 309–367.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1977a — Hypothesis of plate tectonics and the origin of the Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 47: 329–353.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1977b — Trace fossils in the flysch of the Polish Carpathians. *Palaeont. Pol.*, 36: 3–208.
- KUŚMIEREK J. 1990 — Zarys geodynamiki Centralnokarpackiego Basenu Naftowego. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*.
- KUŚMIEREK J. (ed.) 1995 — Ewolucja a ropogazoność Karpat polskich. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*.
- KUTEK J. 1994 — Jurassic tectonic events in the south-eastern cratonic Poland. *Acta Geol. Pol.*, 44: 167–221.
- LESZCZYŃSKI S. 1981 — Piaszkowce ciężkowickie jednostki śląskiej w polskich Karpatach: studium sedimentacji głębokowodnej osadów gruboklastycznych. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 51: 435–502.
- LESZCZYŃSKI S. 2000 — Influence of regional factors on the Late Eocene–Early Oligocene palaeogeography of the Northern Carpathians. *Slovak Geol. Mag.*, 6: 178–181.
- LESZCZYŃSKI S. & UCHMAN A. 1991 — To the origin of variegated shales from flysch of the Polish Carpathians. *Geol. Carpathica*, 42: 279–289.
- LESZCZYŃSKI S. & MALIK K. 1996 — Skąły wapienne i wapieniste we fliszu polskich Karpat Zewnętrznych. *Prz. Geol.*, 44: 151–158.
- LESZCZYŃSKI S., MALIK K. & KĘDZIERSKI M. 1995 — Margle krzemionkowe i fukoidowe w rejonie Rybotycz: nowe dane litofacjalne i stratygraficzne (płaszczowina skolska, kreda, Karpaty). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 65: 43–62.
- LOUP B. 1992 — Mesozoic subsidence and stretching models of the lithosphere in Switzerland (Jura, Swiss Plateau and Helvetic realm). *Eclogae Geol. Helv.*, 85: 541–572.
- LUCIŃSKA-ANCZKIEWICZ A., ŚLĄCZKA A., VILLA I.M. & ANCKIEWICZ R. 2000 — $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating of the teschenite association rocks from the Polish Outer Carpathians. *Pol. Tow. Miner. Pr. Spec.*, 17: 210–211.
- MACHANIEC E. 2002 — Analiza mikropaleontologiczna górnokredowych margli węglowców jednostki podśląskiej w polskich Karpatach zewnętrznych. *Bibl. Inst. Nauk Geol.*, UJ, Kraków.
- MALATA E. 2000 — Foraminiferal assemblages of the Magura nappe (Polish Outer Carpathians) and their paleobathymetrical implications. *Slovak. Geol. Mag.*, 6: 172–174.
- MALATA E. & OSZCZYPKO N. 1990 — Deep water agglutinated foraminiferal assemblages from Upper Cretaceous red shales of the Magura Nappe, Polish Outer Carpathians. [W:] Hemleben C. i in. (ed.), *Paleoecology, biostratigraphy, paleoceanography and taxonomy of agglutinated foraminifera*. NATO ASI Series, Kluwer Acad. Publ.: 507–524.
- MALUSKI H., RAJLICH P. & MATTE P. 1993 — 40Ar-39Ar dating of the Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophysics*, 223: 313–337.
- MASTELLA L. 1988 — Budowa i ewolucja strukturalna okna Mszany Dolnej, polskie Karpaty Zewnętrzne. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 58: 53–173.
- McKENZIE D. 1978 — Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 40: 25–32.
- MÍŠÍK M. & MARSCHALKO R. 1988 — Exotic conglomerates in Flysch Sequences: examples from the West Carpathians. [W:] Racús M., Dercourt J. & Naim A.E.M. (ed.), *Evolution of the Northern Margin of Tethys*. Vol. I. *Mém. Soc. Géol. France, Paris, Nouvelle Sér.*, 154: 95–113.
- NARĘBSKI W. 1990 — Early rift stage in the evolution of western part of the Carpathians: geochemical evidence from limburgite and teschenite rock series. *Geol. Zbor. Geol. Carpath.*, 41: 521–528.
- NEMČOK M., KEITH J.F.Jr. & NEESE D.G. 1966 — Development and hydrocarbon potential of the Central Carpathian Paleogene Basin, West Carpathians, Slovak Republic. [W:] Ziegler P.A. & Horvath F. (ed.), *Peri-Tethys Memoir 2: structure and prospects of Alpine basins and forelands*. *Mem. Mus. Natn. Hist. Nat.*, Paris, 170: 321–342.
- NEMČOK M., NEMČOK J., WOJTASZEK M., LUDHOVA L., OSZCZYPKO N., SERCOMBE W.J., CIESZKOWSKI M., PAUL Z., COWARD M.P. & ŚLĄCZKA A. 2001 — Reconstruction of Cretaceous rifts incorporated in the Outer West Carpathian wedge by balancing. *Marine and Petroleum Geology*, 18: 39–64.
- NEY R. 1976 — The Carpathians and plate tectonics. *Prz. Geol.*, 24: 309–316.
- NOWAK W. 1962 — Niektóre nowe dane o serii godulskiej Karpat Zachodnich. *Kwart. Geol.*, 6: 793–794.
- NOWAK W. 1973 — Jura. Karpaty zewnętrzne (fliszowe). Budowa geologiczna Polski. T. I, Stratygrafia, cz. 2 Mezozoik. Wyd. Geol.
- OLSZEWSKA B. 1984 — Interpretacja paleoekologiczna otworów kredy i paleogenu polskich Karpat zewnętrznych. *Biul. Inst. Geol.*, 346: 7–45.
- OLSZEWSKA B. & WIECZOREK J. 2001 — Jurassic sediments and microfossils of the Andrychów Klippes (Outer Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 52: 217–228.
- OSZCZYPKO M. 1996 — Calcareous nannoplankton of the Globigerina Marls (Leluchów Marls Member), Magura Nappe, West Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 66: 1–15.
- OSZCZYPKO–CLOWES M. 2001 — The nannofossils biostratigraphy of the youngest deposits of the Magura nappe (East of the Skawa river, Polish flysch Carpathians) and their palaeoenvironmental conditions. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 71: 139–188.
- OSZCZYPKO N. 1992 — Late Cretaceous through Paleogene evolution of Magura Basin. *Geol. Carpathica*, 43: 333–338.
- OSZCZYPKO N. 1998 — The Early Cretaceous to Paleogene dynamics of the Magura Basin (Western Carpathians, Poland). *Carpath.-Balkan Geol. Assoc.*, XVI Congress, Vienna, 1998: 445.
- OSZCZYPKO N. 1999 — From remnant oceanic basin to collision-related foreland basin — a tentative history of the Outer Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 50: 161–163.
- OSZCZYPKO N. & OSZCZYPKO–CLOWES M. 2002 (w druku) — The Aquitanian marine deposits in the basement of Polish Western Carpathians and its paleogeographical and paleotectonic implications. *Acta Geol. Pol.*
- OSZCZYPKO N. & ŚLĄCZKA A. 1985 — An attempt to palinspastic reconstruction of Neogene basins in the Carpathian foredeep. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 55: 55–75.
- OSZCZYPKO N. & TOMAŚ A. 1985 — Tectonic evolution of marginal part of the Polish Flysch Carpathians in the Middle Miocene. *Geol. Quart.*, 29: 109–128.
- OSZCZYPKO N. & ŻYTKO K. 1987 — Main stages in the evolution of the Polish Carpathians during Late Palaeogene and Neogene times. [W:] Leonov I.G. & Khain V., *Global Correlations of Tectonic Movements*. J. Wiley & Sons, Chichester, 187–198.
- OSZCZYPKO N., ANDREYEVA-GRIGOROVICH A. S., MALATA E. & OSZCZYPKO–CLOWES M. 1999 — The Lower Miocene deposits of the Rača Subunit near Nowy Sącz (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). *Geol. Carpathica*, 50: 1–15.
- OSZCZYPKO N., GOLONKA J., MALATA T., POPRAWA P., SŁOMKA T. & UCHMAN A. 2002 (w druku) — Tectono-stratigraphic evolution of the Outer Carpathian basins (Western Carpathians, Poland). *Geol. Carpathica*.
- PERSSON H. & DECKER K. 1997 — The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing palaeostresses in a collisional plate boundary. *Tectonophysics*, 272: 125–157.
- PESCATORE T. & ŚLĄCZKA A. 1984 — Evolution models of two flysch basins: the Northern Carpathians and Southern Apennines. *Tectonophysics*, 106: 49–70.
- PESZAT C. 1968 — O wykształceniu dolnych łupków cieszyńskich z Golezowa. *Spraw. Pos. Komis. Nauk, PAN w Krakowie*, 11: 778–779.
- PICHA F.J. & STRÁNIK Z. 1999 — Late Cretaceous to early Miocene deposits of the Carpathian foreland basin in southern Moravia. *Int. Jour. Earth Sc.*, 88: 475–495.
- POPRAWA P. 1997 — Late Permian to Tertiary dynamics of the Polish Trough. *EUROPROBE-TESZ Meeting. Terra Nostra*, 97/11: 104–109.

- POPRAWA P. & KROBICKI M. 1996 — Subsidence analysis of reconstructed profiles of the Pieniny Klippen Belt. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 41: 128–129.
- POPRAWA P. & MALATA T. 1996 — Pre-orogenic Evolution of the Polish Part of Outer Carpathians-Quantitative Subsidence and Uplift Analysis. Mitt. Ges. Bergbaustud. Österr., 41: 129.
- POPRAWA P. & MALATA T. 1997 — Late Jurassic to Miocene dynamics of the Polish part of the Outer Carpathian basins and its regional implications. Prz. Geol., 45: 1098.
- POPRAWA P. & MALATA T. 2000 — Late Jurassic to Early Miocene tectonic evolution of the Polish Outer Carpathians — possible influence on development of the peri-Tethyan Polish Basin. Jour. Czech Geol. Soc., 45: 251–252.
- RAKÚS M. & the IGCP NATIONAL WORKING GROUPS 1989 — Stratigraphic sections. [W:] Racús M., Dercourt J. & Nairn A.E.M. (ed.), Evolution of the Northern Margin of Tethys. Vol. II. Mém. Soc. Géol. France, Paris, Nouvelle Sér., 154: 133–214.
- ROBERT C. & KENNETT J.P. 1997 — Antarctic continental weathering changes during the Eocene-Oligocene cryosphere expansion: clay mineral and oxygen isotope evidence. Geology, 25: 587–590.
- ROCA E., BESSEREAU G., JAWOR E., KOTARBA M. & ROURE F. 1995 — Pre-Neogene evolution of the Western Carpathians: Constraints from the Bochnia —Tatra Mountains section (Polish Western Carpathians). Tectonics, 14: 855–873.
- ROSS C.A. & ROSS J.R.P. 1990 — The Paleozoic sea-level curve. [W:] W.B. Harland, A.V. Cox, A.V. Llewellyn, C.A.G. Pickton, A.G. Smith & R. Walters, A geological time scale. Cambridge University Press, Cambridge.
- ROURE F., ROCA E. & SASSI W. 1993 — The Neogene evolution of the outer Carpathians flysch units (Poland, Ukraine and Romania): Kinematics of a foreland/fold-and-thrust belt system. Sedimentary Geology, 86: 177–201.
- ROYDEN L.H. 1993 — The tectonic expression of slab pull at continental convergent boundaries. Tectonics, 12: 303–325.
- RUBINKIEWICZ J. 2000 — Development of fault pattern in the Silesian Nappe: Eastern Outer Carpathians, Poland, Western Bieszczady Mountains. Geol. Quarter., 44: 391–404.
- SÂNDULESCU M. 1988 — Cenozoic tectonics history of the Carpathians. [W:] Royden L.H. & Horwath F. (ed.), The Pannonian Basin: a study in basin evolution. AAPG Memoir, 45: 17–26.
- SIKORA W. 1976 — Kordyliery Karpat Zachodnich w świetle tektoniki płyt litosfery. Prz. Geol., 24: 336–349.
- SKULICH J. 1996 — Skąły egzotyczne pochodzenia osadowego współwystępujące z egzotycznymi skałami magmowymi i metamorficznymi w rejonie Gilowic (Kotlina Żywiecka) i potoku Domaczka (Beskid Mały). Przew. 67 Zj. Pol. Tow. Geol., Szczyrk: 115–118.
- SŁOMKA T. 1986 — Analiza sedimentacji warstw cieszyńskich metodami statystyki matematycznej. Roczn. Pol. Tow. Geol., 56: 277–336.
- SŁOMKA T. 1995 — Głębokomorska sedimentacja silikoklastyczna warstw godulskich Karpat. Pr. Geol. PAN, 139: 1–132.
- SOTÁK J. 1985 — Basinal development types of the Triassic (Reifling and "Pseudohallstatt" limestones) in outer units of the west Carpathians. Scripta Fac. Sc. Nat. Univ. Purk. Brun., Geol., 15: 89–114.
- SOTÁK J., PERESZLENYI M., MARSCHALKO R., MILICKA J. & STAREK D. 2001 — Sedimentology and hydrocarbon habitat of the submarine-fan deposits of the Central Carpathian Paleogene Basin (NE Slovakia). Marine and Petroleum Geology, 18: 87–114.
- STRZEBOŃSKI P. 2001 — Sekwencje kanałowe w warstwach istebniańskich (kampan–paleocen) Beskidu Śląskiego. Kwart. AGH, Geologia, 27: 181–199.
- ŚLĄCZKA A. 1968 — Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski. Ark. Bukowsko. Wyd. Geol.
- ŚLĄCZKA A. 1971 — Geologia jednostki dukielskiej. Pr. Inst. Geol., 63: 1–97.
- ŚLĄCZKA A. 1996 — Oil and gas in the Northern Carpathians. [W:] Wessly G. & Liebl W. (ed.) Oil and gas in Alpidic thrustbelts and basins of central and eastern Europe. EAGE Spec. Publ., 5: 187–195.
- ŚLĘZAK J., KOSZARSKI A. & KOSZARSKI L. 1995 — Calcareous nannoplankton stratigraphy of the terminal flysch deposits from the Skole nappe (Oligocene–Miocene, Polish Carpathians, Krosno Beds). [W:] Flores J.A. & Sierro F.J. (ed.), Proceedings 5th Inter. Nannofossils Ass. Conf. in Salamanca: 267–277.
- ŚWIERCZEWSKA A. & TOKARSKI A.K. 1998 — Deformation bands and the history of folding in the Magura nappe, Western Outer Carpathians (Poland). Tectonophysics, 297: 73–90.
- ŚWIDROWSKA J. & HAKENBERG M. 1999 — Subsycencia i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych. Prz. Geol., 47: 61–68.
- TARI G., BÁLDI T. & BÁLDI-BEKE M. 1993 — Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. Tectonophysics, 226: 433–455.
- TOKARSKI A.K. 1978 — Orogenesis and morphogenesis of Outer Carpathians and plate tectonics. Studia Geomorph. Carpath.-Balcan., 12: 29–43.
- TOKARSKI A.K. 1980 — Dynamics of outer Carpathian tertiary orogenesis. Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., A-8 (130): 129–142.
- TOKARSKI A.K. & ŚWIERCZEWSKA A. 1998 — History of folding in the Magura nappe, Outer Carpathians, Poland. [W:] Rossmannith W.H.P. (ed.), Mechanics of Jointed and Faulted Rocks, Balkema, Rotterdam: 125–130.
- TOLLMANN A. 1989 — The eastern Alpine sector, northern margin of Tethys. [W:] Racús M., Dercourt J. & Nairn A.E.M. (ed.), Evolution of the Northern Margin of Tethys. Vol. II. Mém. Soc. Géol. France, Paris, Nouvelle Sér., 154: 23–49.
- UCHMAN A. 1991a — „Shallow-water” trace fossils in Paleogene flysch of the southern part of the Magura Nappe, Polish Outer Carpathians. Ann. Soc. Geol. Pol., 61: 61–75.
- UCHMAN A. 1991b — Trace fossils from stress environments in the Cretaceous–Paleogene flysch of the southern part of the Magura Nappe, Polish Outer Carpathians. Ann. Soc. Geol. Pol., 61: 207–220.
- UNRUG R. 1963 — Istebna beds — a fluxoturbidity formation in the Carpathian Flysch. Roczn. Pol. Tow. Geol., 33: 49–92.
- UNRUG R. 1968 — Kordyliera śląska jako obszar źródłowy materiału klastycznego piaskowców fliszowych Beskidu Śląskiego i Beskidu Wysokiego (Polskie Karpaty zachodnie). Roczn. Pol. Tow. Geol., 38: 81–164.
- UNRUG R. 1979 — Palinspastic reconstruction of the Carpathian arc before the Neogene tectogenesis. Roczn. Pol. Tow. Geol., 49: 3–21.
- VAN COUVERING J.A., AUBRY M-P., BERGGREN W.A., BUJAK C.W., NAESER C.W. & WIESER T. 1981 — The Terminal Eocene Event and the Polish connection. Paleogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 36: 321–362.
- WAGNER L.A. 1996 — Stratigraphy and hydrocarbons in the Upper Austrian molasse Foredeep (active margin). [W:] Wessely G. & Liebl W. (eds.), Oil and gas in Alpidic thrustbelts and basins of Central and Eastern Europe. EAGE Spec. Publ., 5: 217–235.
- WAGREICH M. 1995 — Subduction tectonics erosion and Late Cretaceous subsidence along the northern Austroalpine margin (Eastern Alps, Austria). Tectonophysics, 242: 63–78.
- WIESER T. 1985 — Fundamental researches in the western part of the Polish Carpathians. Guide to Exc. 1, Carpath.-Balcan. Geol. Assoc. XIII Congress, Poland, 1–102.
- WINKLER W. & ŚLĄCZKA A. 1992 — Sediment dispersal and provenance in the Silesian, Dukla and Magura flysch nappes (Outer Carpathians, Poland). Geol. Rdsch., 81: 371–382.
- WINKLER W. & ŚLĄCZKA A. 1994 — A Late Cretaceous to Paleogene geodynamical model for the Western Carpathians in Poland. Geol. Carpath., 45: 71–82.
- WINTERER E.L. & BOSELLINI A. 1981 — Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. AAPG Bull., 65: 394–421.
- ZIEGLER P.A., CLOETINGH S. & VAN WEES J-D. 1995 — Dynamics of intra-plate compressional deformations: the Alpine foreland and other examples. Tectonophysics, 252: 7–59.
- ZUCHIEWICZ W. 2001 — Geodynamika i neotektonika polskich Karpat zewnętrznych. Prz. Geol., 49: 710–716.
- ŻYTKO K. 1977 — Uwagi o paleogeńskich ruchach tektonicznych w Karpatach zewnętrznych. Kwart. Geol., 21: 938–940.
- ŻYTKO K. 1985 — Some problems of a geodynamic model for the Northern Carpathians. Kwart. Geol., 29: 85–108.
- ŻYTKO K., ZAJĄC R., GUCIK S., RYŁKO W., OSZCZYPKO N., GARLICKA I., NEMČOK J., ELIÁŠ M., MENČIK E. & STRÁNIK Z. 1989 — Map of the Tectonic Elements of the Western Outer Carpathians and their Foreland. [W:] Poprawa D & Nemčok J. (ed.), Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland. PIG Warszawa/GUDŠ Bratislava/UUG Praha.